

Учреждение образования  
«БЕЛОРУССКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ  
ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

**А. И. Русаленко**

# **НАУКИ О ЗЕМЛЕ**

*Допущено  
Министерством образования Республики Беларусь  
в качестве учебного пособия для студентов учреждений,  
обеспечивающих получение высшего образования  
по экологическим специальностям*

Минск 2007

УДК 55.001(075.8)

ББК 26я7

Р 88

**Р е ц е н з е н т ы:**

кафедра физической географии

Белорусского государственного педагогического  
университета имени Максима Танка (заведующий кафедрой,  
доктор географических наук, профессор *В. Н. Киселев*);

главный научный сотрудник Института  
экспериментальной ботаники имени В. Ф. Купревича

НАН Беларуси, доктор биологических наук,  
лауреат Госпремии БССР в области науки *Н. Ф. Ловчий*

**Русаленко, А. И.**

Р 88 Науки о Земле : учеб. пособие для студентов экологи-  
ческих специальностей / А. И. Русаленко. – Минск : БГТУ,  
2007. – 594 с.

ISBN 978-985-434-747-9

В учебном пособии приводятся краткие сведения о Земле и Вселенной, из-  
лагаются основные положения геологии, гидрологии, гидрогеологии, почвоведения,  
метеорологии и климатологии, ландшафтоведения.

Предназначено для студентов экологических специальностей, а также специа-  
листов в области природопользования, охраны природы и экологии, науч-  
ных сотрудников.

УДК 55.001(075.8)

ББК 26я7

© УО «Белорусский государственный  
технологический университет», 2007

ISBN 978-985-434-747-9

© Русаленко А. И., 2007

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая книга предназначена в качестве учебного пособия по курсу «Науки о Земле» для студентов экологических специальностей.

Пособие состоит из семи разделов, отличающихся тематической направленностью излагаемого материала.

В первом разделе «Планета Земля» рассматриваются положение Земли и Солнечной системы в мировом пространстве, происхождение, развитие и общая характеристика Земли.

Во втором разделе «Геология» отражены строение Земли, вещественный состав земной коры – химический состав, минералы и горные породы, а также эндогенные, в том числе теория движения литосферных плит, и экзогенные геодинамические процессы.

Третий раздел «Гидрология» рассказывает о свойствах воды, ее распространении и круговороте на земном шаре, водотоках и водоемах – реках, озерах и водохранилищах, болотах, основах статистической обработки гидрометеорологических наблюдений.

В четвертом разделе «Гидрогеология» излагаются основные сведения о подземных водах, их происхождении, распространении, видах, классификации, режиме и запасах.

В пятом разделе «Почвоведение» рассматриваются факторы и процессы почвообразования, морфология, органическое вещество, погло-  
тительная способность и физические свойства почв, их классифика-  
ция, бонитировка, искусственная радиоактивность, эрозия и охрана.

В шестом разделе «Метеорология и климатология» приведены дан-  
ные о гидрометеорологической службе, рассматриваются строение и  
свойства атмосферы, солнечная радиация, температурный режим зем-  
ной поверхности и атмосферы, динамика атмосферы, синоптические кар-  
ты и прогноз погоды, основы климатологии и классификация климатов.

В седьмом разделе «Ландшафтоведение» излагаются основные  
положения о геосистемах, уровнях их организации и свойствах, о ком-  
понентах ландшафта, его границах, морфологии, динамике и развитии, а  
также приводятся данные о классификации ландшафтов и ландшафт-  
ном районировании Беларуси.

Изучение перечисленных вопросов позволит будущим специали-  
стам составить общее представление об окружающей природной среде

и ее основных компонентах. Знание источников и степени антропогенного воздействия в сочетании с характеристикой окружающей среды являются основой для разработки действенных мероприятий по охране природы и рациональному использованию природных ресурсов.

Автор выражает искреннюю благодарность заведующему кафедрой физической географии БГПУ имени Максима Танка, доктору географических наук, профессору В. Н. Киселеву, а также главному научному сотруднику ИЭБ имени В. Ф. Купревича НАН Беларуси, доктору биологических наук Н. Ф. Ловчому за тщательный анализ рукописи учебного пособия и ценные рекомендации. Автор весьма благодарен преподавателям кафедр промышленной экологии и лесных культур и почвоведения БГТУ за прочтение рукописи и высказанные пожелания.

Замечания по учебному пособию просьба направлять по адресу: 220050, г. Минск, ул. Свердлова, 13а, БГТУ, кафедра лесных культур и почвоведения.

*Автор*

## ВВЕДЕНИЕ

Жизнь и деятельность человека протекают в тесном контакте с окружающей средой. *Окружающая среда (внешняя среда, среда обитания)* – совокупность естественных и измененных природных условий обитания человека и производственной деятельности общества. Окружающая среда включает *природную среду*, представленную ее компонентами (земля, вода поверхностная и подземная, воздух, почва, животный и растительный мир), и *искусственную (техногенную) среду*, т. е. совокупность компонентов среды, созданных из природных веществ трудом и не имеющих аналогов в девственной природе (здания, сооружения, сельскохозяйственные угодья, окультуренные ландшафты и т. п.).

Компоненты окружающей среды являются *природными (естественными) ресурсами*, необходимыми для существования человечества. Природные ресурсы принято делить на исчерпаемые и неисчерпаемые. К первым относят богатства недр, почву, растительный и животный мир, ко вторым – воду, солнечную радиацию, энергию приливов и отливов, внутриземное тепло, атмосферный воздух. Исчерпаемые ресурсы, в свою очередь, подразделяются на возобновимые (почва, флора и фауна, некоторые виды минерального сырья) и невозобновимые (богатства недр).

Хозяйственная и инженерная деятельность человека и общества в целом приводит к нарушению исторически сложившегося динамического равновесия природной среды, что особенно проявилось во второй половине XX в. В настоящее время на Земле насчитывается свыше 20 тыс. растений, которые могут исчезнуть, и около 1 тыс. видов птиц и млекопитающих, находящихся под угрозой вымирания. По подсчетам советских ученых, человечество сейчас активно использует около 55% суши, 12% речной воды, половину ежегодного прироста леса; в результате строительства и горных работ ежегодно перемещается более 4 тыс. км<sup>3</sup> породы; каждый год извлекается из недр более 100 млрд. т руды и сжигается 7 млрд. т условного топлива, выбрасываются в атмосферу сотни миллионов тонн оксидов, сажи, золы и пыли. Почвы и воды загрязняются промышленными и бытовыми стоками, нефтепродуктами, пестицидами, тяжелыми металлами и радиоактивными отходами. При столь массивной антропогенной нагрузке способность биосферы к самоочищению близка к пределу.

Опасность неконтролируемого изменения окружающей среды и вследствие этого угроза существованию на Земле живых организмов, в том числе человека, требуют решительных практических мер по защите и охране природы. *Охрана природы* – комплекс мер по сохранению, рациональному использованию и восстановлению природных ресурсов Земли, в том числе видового разнообразия флоры и фауны, богатства недр, чистоты вод и атмосферы.

Разработка и осуществление различных проектов развития отдельных отраслей и разнообразных сторон хозяйственной деятельности должны базироваться на принципах сохранения динамического равновесия в биосфере. Проблема оптимизации взаимодействия общества и природы неразрывно связана с участием в ее решении широкого круга специалистов во всех сферах деятельности, науки, техники, культуры и просвещения, а также различных слоев общественности.

Состоянию природной среды уделяется пристальное внимание в глобальном масштабе. Созданы и действуют различные международные организации по отдельным проблемам охраны природы.

В 1970 г. 16-й сессией Генеральной конференции ЮНЕСКО принята специальная международная программа «Человек и биосфера», в выполнении которой задействованы свыше 80 стран.

В 1972 г. Конференцией ООН по окружающей среде, которая состоялась в Стокгольме с 5 по 16 июня, учрежден Всемирный день охраны окружающей среды, приходящийся на 5 июня. Отмечается он ежегодно для привлечения внимания мировой общественности к проблемам охраны окружающей среды.

Для эффективного хозяйствования, оптимизации взаимоотношений человеческого общества с природой необходима объективная информация не только об изменениях природной среды в районах интенсивного развития промышленности и сельского хозяйства, но и о состоянии биосферы в целом. Эти задачи призвана решать программа мониторинга, цели и задачи которой были определены межправительственным совещанием в Найроби (1974). *Мониторинг* – это глобальная система наблюдений, оценки и прогноза антропогенных изменений состояния окружающей природной среды. Важным элементом мониторинга являются биосферные заповедники. К 1984 г. получили дипломы ЮНЕСКО 226 биосферных заповедников в 62 странах мира, в том числе расположенный в Беларуси Березинский биосферный заповедник.

## Раздел I. ПЛАНЕТА ЗЕМЛЯ

### Глава 1. ВСЕЛЕННАЯ И ЗЕМЛЯ

#### 1.1. Положение Земли и Солнечной системы в мировом пространстве

Наша планета – Земля является крохотной частью Вселенной. *Вселенная* – весь существующий материальный мир, безграничный во времени и пространстве и бесконечно разнообразный по формам, которые принимает материя в процессе своего развития. Вселенная образовалась в результате Большого взрыва около 15 млрд. лет назад. Выдвинул теорию Большого взрыва бельгийский астроном Леметр Жорж (1894–1966). От момента взрыва до настоящего времени Вселенная, как считают многие астрономы, расширяется с все возрастающей скоростью.

Часть Вселенной, доступная современным астрономическим методам исследований, называется *метагалактикой*. Метагалактика содержит несколько миллиардов галактик (по данным, опубликованным в 1999 г., примерно 125 млрд.).

*Галактики* – это гигантские звездные системы, в каждой из которых насчитывается до сотен миллиардов звезд. Галактики расположены во Вселенной неравномерно, образуя скопления. Наша галактика (от греч. *galáktikos* – млечный), образовавшаяся 12 млрд. лет назад и получившая название *Млечный путь*, – это спиральная звездная система, к которой принадлежит Солнце. Она содержит не менее  $10^{11}$  звезд. Общая масса галактики около  $10^{11}$  масс Солнца. Каждая звездная система в космическом пространстве занимает объем линзообразной формы поперечником около 30 тыс. парсеков (*парсек* – единица длины, равная 3,263 светового года, или  $3,086 \cdot 10^{16}$  м; *световой год* – единица межзвездных расстояний – путь, который свет проходит за год, т. е.  $9,46 \cdot 10^{12}$  км).

Для земного наблюдателя звезды, концентрирующиеся в галактической плоскости, сливаются в видимую картину Млечного пути. Солнце расположено вблизи галактической плоскости на расстоянии около 10 тыс. парсеков от центра галактики.

*Солнце* является центральным телом Солнечной системы и представляет собой раскаленный плазменный шар. Масса Солнца около  $2 \cdot 10^{30}$  кг,

радиус 696 тыс. км и средняя плотность  $1,416 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ . Температура его поверхности около  $6000^\circ\text{C}$ . Химический состав, определенный из анализа солнечного спектра: водород около 90%, гелий 10%, остальные элементы менее 0,1% (по числу атомов). Источником солнечной энергии являются ядерные превращения водорода в гелий в центральной области Солнца, где температура достигает примерно 15 млн. К. Солнце – основной источник энергии для всех процессов, совершающихся на земном шаре. Все живое на нашей планете существует только за счет солнечной энергии.

Интенсивность плазменных процессов на Солнце периодически изменяется. Существует приблизительно 11-летняя периодичность этих процессов. Влияние на земные процессы изменений солнечной активности проявляется в виде возникновения магнитных бурь, усиления ионизации газов в атмосфере, воздействия на живые организмы. Это влияние обусловлено усилением коротковолнового и корпускулярного излучений Солнца при солнечных вспышках и других проявлениях солнечной активности.

Земля – третья от Солнца планета Солнечной системы, обращающаяся вокруг него по эллиптической орбите, близкой к круговой, на среднем расстоянии 149,6 млн. км. Период обращения вокруг Солнца равен 365,24 средних солнечных суток. Наклон земной оси к плоскости эклиптики составляет  $66^\circ 33' 22''$ , а период вращения вокруг оси – 23 ч 56 мин 4,1 с. Вращение вокруг оси вызывает смену дня и ночи, наклон оси и обращение вокруг Солнца – смену времен года.

По современным космогоническим представлениям, Земля образовалась около 4,5 (5–6 – по данным 1999 г.) млрд. лет назад из рассеянного в протосолнечной системе газопылевого вещества. В результате дифференциации вещества Земли, под действием ее гравитационного поля, в условиях разогрева земных недр возникли и развились различные по химическому составу, агрегатному состоянию и физическим свойствам оболочки – геосферы (ядро, мантия, земная кора), гидросфера, атмосфера, магнитосфера.

По исследованиям западных ученых, Земля является уникальной точкой Вселенной, так как находится в стороне от космических катаклизмов, потрясающих почти каждые 12 ч галактики на гигантских пространствах. Всю Вселенную, за исключением небольших изолированных участков, пронизывает мощное гамма-излучение, возникающее в результате взрывов нейтронных звезд. Установлено, что ежегодно происходит

до 600 подобных взрывов, сопровождающихся выбросами столь сильного излучения, что ничто живое не способно сохраниться за сотни световых лет от их эпицентров.

Земля же занимает особое место в космосе, вдали от нестабильных нейтронных звезд. Правда, и Землю не миновали вселенские катаклизмы. Считается, что за последние 500 млн. лет существования на ней жизни 5 раз она была почти полностью уничтожена в результате космических катастроф.

Всеобщим и необходимым свойством материи, из которой состоит Вселенная, является движение. Под движением понимается как изменение местоположения, так и взаимопревращение.

Все мы, земляне, даже самые малоподвижные из нас, в действительности вовсе не находимся в состоянии абсолютного покоя, а непрерывно мчимся с огромной скоростью даже тогда, когда, например, читаем, смотрим телевизор или спим. При этом мы одновременно, совершенно не ощущая этого, принимаем участие сразу в трех движениях и даже в четырех. Во-первых, в обращении Земли вокруг своей оси. В средних широтах скорость этого движения составляет 0,25 км/с, а на экваторе – около 0,5 км/с. Во втором движении мы пролетаем на нашей планете, как на огромном космическом корабле, в среднем со скоростью 29,765 км/с вокруг Солнца. В третьих, вся Солнечная система обращается вокруг центра нашей галактики со скоростью около 200 км/с, а наша галактика во Вселенной перемещается со скоростью 600 км/с. Таким образом, ежедневно мы совершаем одно кругосветное путешествие (вокруг Земли), ежегодно – один виток вокруг Солнца, а из-за колоссальных размеров Галактики для облета ее совместно с Солнцем и другими планетами Солнечной системы человеческой жизни не хватит, так как галактический год составляет около 230 млн. лет.

По сравнению с земными мерками расстояний, с которыми мы сталкиваемся постоянно, даже размеры Солнечной системы следует признать внушительными. Наиболее удаленная карликовая планета Солнечной системы – Плутон находится на расстоянии 5,9 млрд. км от Солнца с периодом обращения вокруг него, равным 247,7 земных лет.

Ближайшие к нам галактики – Магеллановы облака (Большое и Малое) и туманность Андромеды. Расстояние до последней составляет примерно 700 килопарсеков (2,284 млн. световых лет). Учитывая, что только метagalaktika включает миллиарды галактик, из-за колоссальных размеров Вселенную правомочно считать бесконечной в пространстве.

## 1.2. Происхождение и развитие Земли

Материя, составляющая Вселенную, существует вечно, ее нельзя создать или уничтожить. Вечными являются также движение материи и присущая ей энергия, ее переход из одного вида и состояния в другие. Закон сохранения вещества и закон сохранения энергии лежат в основе научных заключений о происхождении небесных тел, звезд и звездных систем. Процесс их образования и развития во Вселенной происходит непрерывно, а время данного процесса очень велико и исчисляется миллиардами лет.

Одним из этапов эволюции космических тел является образование нейтронных и сверхновых звезд. После исчерпания в массивных звездах ядерного горючего они теряют свою механическую устойчивость и начинают с увеличивающейся скоростью сжиматься к центру под действием гравитационных сил. Центральная область такой звезды становится сверхплотной нейтронной звездой, вещество которой состоит в основном из нейтронов и имеет плотность около  $2 \cdot 10^{17}$  кг/м<sup>3</sup>. При образовании нейтронной звезды может происходить сброс оболочки и наблюдаться вспышка сверхновой звезды с мощным излучением. При этом внешние слои звезды выбрасываются со скоростью в несколько тысяч километров в секунду.

По современным представлениям, наша Солнечная система, в том числе и Земля, образовалась из газопылевого облака. Во время грандиозных взрывов сверхновых звезд в межзвездное пространство выбрасываются огромные массы вещества в виде больших газопылевых облаков. Одно из таких облаков по неизвестным причинам несколько миллиардов лет назад начало сжиматься. По мере сжатия центральные части облака уплотнялись и разогревались. В самом центре этого сжимающегося облака, где температура и давление были максимальными, начались ядерные реакции и зажглось Солнце. Концентрация вещества первоначального облака была наибольшей в его центре, и поэтому на долю Солнца приходится 99,9% всего вещества Солнечной системы.

По мере охлаждения периферической части первоначального облака газ начал конденсироваться, образуя твердые зерна минералов, которые слипались и постепенно образовывали более крупные тела. Одним из таких тел оказалась Земля, прошедшая стадию аккреции. Применительно к истории образования Земли как планеты *аккрецией*

(от лат. *accretio* – приращение, увеличение) называется процесс, посредством которого твердый материал, обращавшийся на орбите вокруг Солнца, постепенно собирался под действием сил тяготения во все более плотные скопления, из которых в конце концов образовалась Земля и другие планеты нашей Солнечной системы. При аккреции Земля разрасталась, захватывая все вещество, находившееся вокруг, пока не достигла за несколько миллионов лет (вероятно, не более десяти) приблизительно своего нынешнего размера.

Процесс разрастания Земли за счет захвата пыли и обломков из окружающего пространства в начальный период происходил очень бурно, и непрерывный дождь падающих тел должен был привести к ее значительному нагреванию. При более или менее однородной массе первоначального вещества по мере разогрева Земли вследствие гравитационного сжатия и бомбардировки падающими на нее обломками начался процесс расплавления. Возникшие расплавы, обладающие подвижностью, отделялись от оставшихся твердыми частями смеси под действием силы тяжести. В частности, железо, имеющее пониженную температуру плавления по сравнению с другими веществами Земли, расплавилось раньше и в силу своей большей плотности погрузилось в глубину, образовав ядро Земли. По различным оценкам, сфера с радиусом в 1 км, состоящая из расплавленного железа, мигрировавшего к центру Земли, могла образоваться менее чем за миллион лет. Такая крупномасштабная химическая дифференциация Земли на металлическое ядро и покрывающую его мантию (каменную оболочку) должна была произойти в самом начале существования нашей планеты. Предполагается, что процесс дифференциации был очень быстрый, почти взрывной, сопровождающийся освобождением большого количества энергии, может быть, достаточного для расплавления всей Земли. Поэтому, возможно, и на поверхности Земли были расплавленные породы.

Земная кора тоже образовалась в результате плавления. Но в данном случае расплавленные материалы меньшей плотности, чем породы мантии, поднимались к поверхности. Уже после первых, самое большее, нескольких десятков миллионов лет существования Земля представляла собой уже химически дифференцированную планету, состоящую из металлов в центре и неметаллических горных пород во внешней части.

Первоначальная Земля была очень горячей. Мощные конвекционные потоки, существовавшие в горячей Земле, поддерживали высокую температуру земной поверхности. Поэтому образование твердой

земной коры стало возможным после охлаждения земной поверхности вследствие отдачи тепла в окружающее пространство. К тому же в начале своей жизни Солнце было значительно менее горячим и его энергетический поток был гораздо слабее, чем сегодня, что следует из нормального пути эволюции звезд, подобных Солнцу. Несмотря на энергию, выделявшуюся при имевшей место активной вулканической деятельности и столкновениях с метеоритами, в конечном итоге именно поток энергии от Солнца определяет температуру земной поверхности.

В настоящее время сравнительно высокие температуры в недрах Земли поддерживаются в результате распада радиоактивных элементов (радиогенное тепло). Современные знания позволяют считать, что теплота Земли не является остаточной, унаследованной. Энергетические свойства Земли не просто унаследовала, но в некоторых пределах еще их видоизменила. Эти свойства возникли, изменялись и изменяются вместе с эволюцией Земли.

Континенты существовали на Земле уже 4,3 млрд. лет назад, хотя и были значительно меньше современных. Именно такой абсолютный возраст имеют древние горные породы. Приурочены они обычно к центру современных континентов и окружены горными породами меньшего возраста.

Первоначально Земля не имела атмосферы. Различные летучие элементы, вода и углекислый газ были принесены в химически связанном состоянии падающим на Землю материалом. Постепенно выделяясь в горячих глубинах Земли в виде вулканических газов, они образовали первоначальную атмосферу, облака которой плотной пеленой закрывали Землю. На основании изучения Марса и Венеры, а также с учетом данных, полученных при изучении осадочных пород Земли, ученые полагают, что первоначальная атмосфера Земли была богата углекислым газом, а не метаном, хотя в современной атмосфере  $\text{CO}_2$  является второстепенной составной частью.

Уменьшение содержания углекислого газа в атмосфере произошло в результате так называемого углеродного цикла. Обладая хорошей растворимостью, углекислый газ в морской воде соединяется с кальцием и осаждается в виде оксида кальция, главной составной части известняков. На протяжении геологического времени в известняки было превращено огромное количество углекислого газа, превышающее его общее количество в современной атмосфере в 100 000 раз. В случае освобождения этого количества углекислого газа и поступления в ат-

мосферу он стал бы главенствующим компонентом атмосферы. Значительное количество углекислого газа было впоследствии также извлечено из атмосферы растениями в процессе фотосинтеза, преобразовано в органическое вещество и в конце концов погребено и превращено в уголь, нефть и горючий газ.

В атмосфере, как известно, свободный кислород образуется в результате диссоциации молекул водяного пара под воздействием ультрафиолетового излучения Солнца и при фотосинтезе. Вероятно, первый процесс был единственным источником кислорода в первичной атмосфере Земли. В силу высокой химической активности кислород быстро расходовался в химических реакциях на окисление компонентов пород суши и самой атмосферы.

В эволюции атмосферы от преобладающего углекислого газа к воздуху, богатому кислородом и пригодному для дыхания, решающим фактором явился фотосинтез. В осадочных породах северо-западной Австралии обнаружены самые древние ископаемые остатки живых существ, имеющих возраст 3,5 млрд. лет. Представляют они собой микроскопические одноклеточные организмы, напоминающие сине-зеленые водоросли. Поэтому можно предполагать, что уже приблизительно 3,5 млрд. лет назад на Земле совершался процесс фотосинтеза.

Однако отчетливое увеличение содержания кислорода в атмосфере Земли произошло около 2 млрд. лет назад. Основным источником массового накопления кислорода в атмосфере стал фотосинтез, возникший с появлением зеленых растений. В наше время почти весь кислород атмосферы Земли биогенного происхождения и поддерживается постоянно на уровне 20,95% по объему.

## Глава 2. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗЕМЛИ

### 2.1. Форма Земли

Первые представления о шарообразной форме Земли появились еще в глубокой древности (Пифагор – V в. до н. э., Аристотель – III в. до н. э. и др.).

Исследования последующих столетий дали возможность судить о действительной форме Земли и ее размерах. На рубеже XVII и XVIII вв.

английский ученый Исаак Ньютон впервые теоретически обосновал положение о том, что под воздействием силы тяжести Земля должна иметь сжатие в направлении оси вращения и, следовательно, ее форма представляет эллипсоид вращения, или сфероид. Как известно, разница экваториального и полярного радиусов составляет несколько больше 21 км. Последующими детальными измерениями, особенно с искусственных спутников, установлено, что Земля сжата не только на полюсах, но также несколько и по экватору (наибольший и наименьший радиусы по экватору отличаются на 210 м), т. е. Земля является не двухосным, а трехосным эллипсоидом. Кроме того, установлена несимметричность Земли по отношению к экватору: южный полюс расположен ближе к экватору, чем северный.

В связи с расчленением рельефа (наличие высоких гор и глубоких впадин) действительная форма Земли является более сложной, чем трехосный эллипсоид. Высочайшая вершина на Земле – Джомолунгма (Эверест, Сагарматха) в Гималаях, на границе Непала и Китая достигает 8846,1 м. Максимальная глубина Мирового океана, обнаруженная в западной части Тихого океана в Марианском желобе, составляет 11022 м. Таким образом, наибольшая амплитуда рельефа земной поверхности достигает почти 20 км. Учитывая эти особенности, немецкий физик И. Б. Листинг в 1873 г. назвал фигуру Земли *геоидом*, что дословно означает «землеподобный».

Геоид ограничивается уровенной поверхностью, соответствующей среднему уровню Мирового океана и мысленно продолженной под континентами. Во всех точках уровенной поверхности потенциал силы тяжести имеет одинаковое значение. От уровенной поверхности производится отсчет высот рельефа.

## 2.2. Основные данные о Земле

По состоянию на 1999 г. основные данные о Земле следующие:

экваториальный радиус	6378,160 км
полярный радиус	6356,777 км
площадь поверхности	510,2 млн. км <sup>2</sup>
объем Земли	$1,083 \cdot 10^{12}$ км <sup>3</sup>
масса Земли	$5976 \cdot 10^{21}$ кг
средняя плотность Земли	5518 кг/м <sup>3</sup>
средняя плотность поверхностных пород	2700–2800 кг/м <sup>3</sup>

## 2.3. Физические свойства и химический состав Земли

Земная поверхность характеризуется асимметричностью распределения суши и океана. Водная поверхность Земли (70,8% от всей поверхности) в северном полушарии составляет 30,3%, а остальная часть (40,5%) приходится на южное полушарие. Если площадь суши в северном полушарии достигает 19,7%, то в южном – почти в два раза меньше (9,5%).

Земля обладает сильным гравитационным полем. Сила тяжести, которая обуславливает вес тел, всегда направлена перпендикулярно к поверхности Земли и обратно пропорциональна квадрату расстояния от центра притяжения. Сила притяжения Земли имеет наибольшие значения в высоких широтах и наименьшие у экватора. Так, ускорение силы тяжести на полюсе составляет 9,83 м/с<sup>2</sup>, а на экваторе – 9,78 м/с<sup>2</sup>. Теоретически напряжение силы тяжести должно убывать по направлению от полюсов к экватору. Однако исследованиями с помощью гравиметров выявлены гравиметрические аномалии – области значительного увеличения или уменьшения силы тяжести. Увеличение силы тяжести обычно связано с залеганием в недрах Земли более плотных масс различных рудных полезных ископаемых, а уменьшение – с залеганием менее плотных масс, например каменной соли, с которой частично ассоциируются нефть и горючие газы.

Земля представляет собой гигантский магнит с силовым полем вокруг. Геомагнитное поле дипольное, магнитные полюсы Земли не совпадают с географическими, т. е. истинными – северным и южным. Между магнитным и географическим полюсами образуется некоторый угол (около 11,5°), называемый *магнитным склонением*. Происхождение постоянного магнитного поля Земли связывают с действием сложной системы электрических токов, возникающих при вращении Земли и сопровождающих турбулентную конвекцию (перемещение) в жидком внешнем ядре. Таким образом, Земля работает, как динамомашина, в которой механическая энергия этой конвекционной системы генерирует электрические токи и связанный с ними магнетизм.

Все элементы земного магнетизма для данной точки Земли периодически изменяются. Эти изменения могут быть суточными, годовыми и более длительными. Вместе с тем сеть линий магнитного поля Земли подвержена изменениям продолжительностью и менее суток – так



называемым магнитным бурям. Магнитными бурями сопровождаются вулканические извержения и грозы. Замечена также их связь с землетрясениями. Сильнейшие магнитные бури разыгрываются часто на поверхности Земли в период мощных вспышек на Солнце.

Область околоземного пространства, физические свойства которой определяются магнитным полем Земли и его взаимодействием с потоками заряженных частиц космического происхождения, называется *магнитосферой*. С дневной стороны магнитосфера Земли простирается до 8–14 земных радиусов, а с ночной – вытянута, образуя так называемый магнитный хвост Земли в несколько сотен земных радиусов. В результате взаимодействия магнитного поля Земли с потоком заряженных космических частиц образовалась *ионосфера* (от греч. *ιον* – идущий), занимающая верхние слои атмосферы, начиная от 50–80 км. Верхняя граница ионосферы совпадает с внешней частью магнитосферы Земли. Ионосфера и расположенный ниже слой озона поглощают ультрафиолетовое и рентгеновское излучение Солнца, которое, дойдя до поверхности Земли, могло бы уничтожить все живое. Подобно зеркалу, ионосфера отражает радиоволны, благодаря чему возможна радиосвязь на Земле на больших расстояниях.

Тепловой режим Земли определяется в основном излучением Солнца и теплом, выделяемым внутриземными источниками. В Земле выделяют три температурных пояса: пояс переменных, или периодических, температур, пояс постоянных температур и пояс регулярно повышающихся температур.

Тепло, получаемое от Солнца земной поверхностью, неравномерно распределяется в течение суток и по сезонам года. Поэтому в верхнем слое Земли наблюдаются суточные и сезонные колебания температуры. Этот верхний слой и составляет пояс переменных, или периодически изменяющихся, температур. Суточные температурные колебания проникают на несколько десятков сантиметров, а годовые – на 10–20 м. Проникновение происходит медленно и со значительным запаздыванием во времени. В связи с этим в погребах и колодцах зимой теплее, а летом холоднее, чем на поверхности.

В силу плохой теплопроводности верхние слои Земли прогреваются на небольшую глубину, ниже которой находится второй температурный пояс – пояс постоянных (или очень медленно изменяющихся) температур, в котором температура соответствует примерно средней годовой температуре на поверхности Земли для данной местности.

Глубина залегания этого небольшого по мощности слоя неодинакова в разных точках Земли. Так, например, в Парижской обсерватории установленный на глубине 28 м термометр уже свыше 100 лет показывает температуру 11,83°C. Под Москвой этот пояс начинается с глубины 20 м, около Санкт-Петербурга – с глубины 19,6 и около Архангельска – с 10 м.

Ниже пояса постоянных температур по мере углубления внутрь Земли располагается пояс регулярно повышающихся температур, тепловой режим которого обеспечивается внутренней тепловой энергией Земли. В соответствии с современными представлениями Земля сформировалась в виде холодного тела в результате аккреции. Следовательно, внутри Земли должны быть источники тепла, создающие современный тепловой поток и высокую температуру в недрах Земли.

Одним из источников внутренней тепловой энергии является радиоактивное тепло, связанное с распадом радиоактивных долгоживущих элементов (уран-238, уран-235, торий-232, калий-40, рубидий-87). Периоды полураспада этих изотопов соизмеримы с возрастом Земли, поэтому до сих пор они остаются важным источником тепловой энергии.

При углублении внутрь Земли температура повышается с определенной закономерностью. Нарастание температуры в градусах Цельсия на единицу глубины называют *геотермическим градиентом*, а глубину в метрах, на протяжении которой температура увеличивается на 1°C, – *геотермической ступенью*. Средний геотермический градиент издавна принимался в 30°C на 1 км. Однако имеются данные о том, что геотермический градиент близ поверхности Земли составляет 20°C на 1 км. Если исходить из этих двух значений геотермического градиента и его неизменности в глубь Земли, то на глубине 100 км должна была бы быть температура 3000 или 2000°C, что расходится с фактическими данными. Именно на этих глубинах периодически зарождаются магматические очаги, из которых изливается лава на поверхность, имеющая максимальную температуру 1200–1250°. Учитывая этот факт, по мнению ряда ученых на глубине 100 км температура не может превышать 1300–1500°C. При более высоких температурах породы мантии были бы полностью расплавлены, что противоречит данным сейсмических исследований. Таким образом, геотермический градиент прослеживается лишь до некоторой относительно небольшой глубины от поверхности (20–30 км), а дальше он должен уменьшаться.

Что касается температуры глубоких недр Земли, то более или менее достоверные данные получены о температуре слоя мантии на глубине

400 км. Проведенными исследованиями установлено, что температура здесь около  $(1600 \pm 50)^\circ\text{C}$ . Вопрос о распределении температур еще глубже пока не выяснен. Можно только предположить, что температура с глубиной увеличивается при значительном уменьшении геотермического градиента. Предполагается, что температура в ядре Земли находится в пределах  $4000\text{--}5000^\circ\text{C}$ .

Для суждения о химическом составе Земли привлекаются данные о метеоритах, представляющих собой наиболее вероятные образцы протопланетного материала, из которого сформировались планеты земной группы и астероиды. Химический состав Земли устанавливается также на основании результатов проводимых геохимических и геофизических исследований.

По данным Дж. Моргана и Э. Андерса (1980), химические элементы, характеризующие средний химический состав Земли, по их массовому содержанию можно разделить на три группы. К группе повышенного распространения относятся железо (около 32%), кислород (около 30%), кремний (около 15%) и магний (около 14%). Группу менее распространенных элементов составляют сера (около 3%), никель (около 2%), кальций (1,5%) и алюминий (около 1,4%). Остальные элементы периодической системы Менделеева в глобальных масштабах по общему распространению имеют второстепенное значение.

## РАЗДЕЛ II. ГЕОЛОГИЯ

### Глава 3. СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ЗЕМЛИ

#### 3.1. Геологические науки, методы геологии и ее значение

*Геология* (от греч. *gē* – Земля, *logos* – учение) – комплекс наук о составе, строении, истории развития земной коры и Земли и процессах, протекающих в ее недрах и на поверхности.

Истоки геологии относятся к глубокой древности и связаны с первыми сведениями о горных породах, минералах и рудах. Термин «геология» ввел норвежский ученый М. П. Эшолт в 1657 г. В самостоятельную ветвь естествознания геология выделилась в XVIII – начале XIX в. Качественный скачок в истории геологии и превращение ее в комплекс наук приходится на конец XIX – начало XX в. и связан с введением физико-химических и математических методов исследований.

Процессы становления и развития Земли в геологии рассматриваются с различных позиций, под разным уклоном. Соответственно геология подразделяется на ряд наук, отраслей и разделов, которые изучают:

- 1) вещественный состав и строение Земли (минералогия, литология, петрография, геохимия и др.);
- 2) геологические процессы (геотектоника, геодинамика, вулканология, сейсмология и др.);
- 3) историю развития Земли и органической жизни на земле (историческая геология, стратиграфия);
- 4) природные вещества, используемые в народном хозяйстве (учение о полезных ископаемых).

Геология тесно связана с физической географией, геофизикой, кристаллографией, палеонтологией и другими науками.

За миллиарды лет существования Земля претерпела не одну глобальную катастрофу, на ней возникали и исчезали бесчисленные виды животных и растений, которые более не населяют Землю, возникали и затем исчезали целые океаны и горные цепи. Наше понимание о таких явлениях частично опирается на данные лабораторных экспериментов и математическое моделирование геологических процессов или даже

на логические рассуждения. Но большая часть такого понимания является результатом изучения горных пород, составляющих нашу планету, так как в горных породах отражена вся история Земли.

Для изучения Земли геология использует ряд методов: прямых – непосредственный, часто визуальный осмотр, анализ проб образцов пород, газов и вод – и косвенных, основанных на применении различных, иногда довольно сложных, приборов.

Огромную роль в изучении строения Земли играет космическая информация – спутниковые наблюдения и наблюдения, осуществляемые специальными самолетами, вертолетами.

Для изучения поверхности Земли, дна и поверхности Мирового океана, планет Солнечной системы в настоящее время широко применяются методы дистанционного зондирования – аэрокосмосъемки.

Прямые методы в геологии – это исследование горных пород в естественных обнажениях на берегах рек, озер, морей, разрезов шахт, рудников, кернов буровых скважин. Все это ограничено относительно небольшими глубинами. Но более глубокие горизонты земной коры и прилегающей части верхней мантии также доступны непосредственному изучению. Этому способствуют извержения вулканов, доносящие до нас обломки пород верхней мантии, заключенные в излившейся магме – лавовых потоках.

Помимо указанных прямых методов в изучении природных веществ широко применяются оптические методы и другие физические и химические исследования – рентгеноструктурные, спектрографические и др. При этом широко используются математические методы на основе ЭВМ для оценки достоверности химических и спектральных анализов, построения рациональных классификаций горных пород и минералов.

В последние десятилетия применяются, в том числе и с помощью ЭВМ, экспериментальные методы, позволяющие моделировать геологические процессы; искусственно получать различные минералы, горные породы; воссоздавать огромные давления и температуры и непосредственно наблюдать за поведением вещества в этих условиях; прогнозировать движение литосферных плит и даже, в какой-то степени, представить облик поверхности нашей планеты в будущие миллионы лет.

Косвенные методы широко применяют для изучения внутренних, глубоких слоев Земли. Большое распространение получили геофизические методы, и в первую очередь наблюдения за скоростью распространения

сейсмических волн, образующихся в результате искусственных взрывов, а иногда и землетрясений. Для осуществления этих наблюдений организованы специальные учреждения – сейсмические станции, которые по особой программе мониторинга изучают геофизическую жизнь Земли.

В твердых телах от очага (места) взрыва распространяются особые колебания – упругие волны, которые регистрируются приборами – *сейсмографами* (от греч. *seismos* – колебание, землетрясение; *graphō* – пишу). В сейсмографе (рис. 1) луч света 4 из маятника падает на вращающийся барабан 5. При деформациях – сотрясениях почвы – барабан 5 колеблется вместе со станиной 6, в результате чего луч света вычерчивает на фотобумаге волнистую линию – сейсмограмму (рис. 2).

Сейсмографы могут быть различной конструкции, но все они фиксируют главные характеристики сейсмических волн – амплитуду, длину, период и скорость распространения. Среди сейсмических волн выделяют:

- *продольные*, или *первичные*, *P*, которые представляют собой чередование сжатия и растяжения вещества в направлении распространения волн;
- *поперечные*, или *вторичные*, *S* – представляют собой чередующиеся сдвиги в направлении, перпендикулярном распространению волн;
- *поверхностные* *L* – хотя и проявляются в записи с большей силой, чем другие, но распространяются только в приповерхностных частях земной коры.

Поперечные волны не распространяются в жидкостях. Таким образом, если через вещество проходят все типы волн, то это свидетельствует о том, что оно твердое.

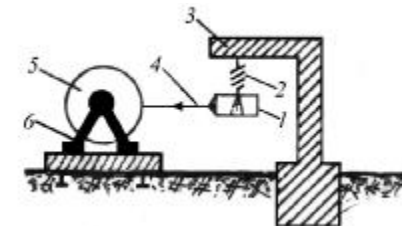


Рис. 1. Принципиальная схема сейсмографа:  
1 – неподвижный маятник; 2 – пружина;  
3 – металлический кронштейн, закрепленный в твердой горной породе; 4 – луч света из маятника; 5 – вращающийся барабан, обтянутый фотобумагой; 6 – станина, с помощью которой барабан закреплен в породе

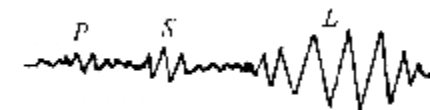


Рис. 2. Сейсмограмма:  
*P*, *S* и *L* – сейсмические волны соответственно продольные (или первичные), поперечные (или вторичные) и поверхностные

Скорость распространения сейсмических волн увеличивается с возрастанием плотности веществ. При резком изменении плотности пород, при их неоднородности скорость распространения сейсмических волн резко – скачкообразно – меняется, образуются особые раздели – поверхности. С помощью сейсмических волн подтверждено мнение о том, что Земля состоит из нескольких концентрических оболочек – геосфер.

К геофизическим относят также гравиметрический и магнитометрический методы. Сущность гравиметрического метода заключается в изучении распределения на поверхности земли силы тяжести, так как значения ускорения свободного падения изменяются в зависимости от особенностей геологического строения местности, в частности от изменения плотности горных пород. В основу магнитометрического метода положены наблюдения над изменением магнитного поля Земли в зависимости от состава и строения земной коры.

Основой реконструкции физико-географических и тектонических обстановок геологического прошлого служит часто используемый в геологии метод актуализма. *Актуализм* (от лат. *actualis* – современное, настоящее) – это сравнительно-исторический метод в геологии, согласно которому, изучая современные геологические процессы, можно судить об аналогичных процессах далекого прошлого. Смысл этого понятия можно выразить более кратко: настоящее есть ключ к прошлому. Как научный принцип актуализм выдвинут в первой половине XIX в. английским геологом Ч. Лайелем (1797–1875). Метод актуализма является весьма результативным при изучении горных пород, условий их образования, перемещения и отложения, а также при реконструкции физико-географических условий далекого прошлого.

Сравнение современной фауны морей и океанов, ее обилия, толщин и формы раковин с ископаемыми организмами позволяет устанавливать условия обитания древней фауны. Если организмов много и наблюдается большое разнообразие их видов, то это свидетельствует о нормальной солености воды, ее прогретости, мелководности, т. е. о том, что условия обитания в прошлом были благоприятны для жизни организмов. Организмы, имевшие толстые раковины, жили, как и сейчас, в теплом, мелководном море. Напротив, тонкие раковины свидетельствуют о холодном море с дефицитом растворенного карбоната кальция.

Восстановить палеотемпературу древних бассейнов и их соленость помогают геохимические исследования изотопов и соотношения различных химических элементов. Так, соотношение изотопов кислорода  $^{18}\text{O} / ^{16}\text{O}$  в раковинах существующих ныне животных зависит от температуры морской воды. Определяя это отношение в ископаемых раковинах, мы тем самым можем установить и палеотемпературу древнего морского бассейна.

Поведение железа как химического элемента сильно зависит от содержания кислорода в окружающей среде. В горных породах земной коры оно находится в виде ионов разной валентности (в двух состояниях окисления), т. е.  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{3+}$ , и с другими элементами образует типичные минералы, встречающиеся в обычных породах. В изверженных породах, являющихся результатом расплавления пород мантии, основная масса железа находится в низком состоянии окисления, т. е. в виде иона  $\text{Fe}^{2+}$ . Однако при выветривании этих пород под воздействием дождевой воды часть железа растворяется, а высокое содержание кислорода в атмосфере очень быстро вызывает его окисление до  $\text{Fe}^{3+}$ . Но железо в виде  $\text{Fe}^{3+}$  почти не растворимо в воде и быстро выпадает в осадок красноватого цвета на дне ручьев и водоемов, где оно собирается. В результате этого все природные воды на сегодняшней Земле содержат очень мало железа в растворенном виде. Если бы содержание кислорода в атмосфере было значительно ниже, то ионы  $\text{Fe}^{2+}$  не окислялись бы и содержание растворенного железа в воде было бы выше.

Геологическое исследование всегда предполагает определение состава отложений, последовательности их образования и возраста. Это нужно для того, чтобы наиболее точно реконструировать историю геологического развития и показать те события, которые отразились в горных породах и которые происходили либо в одно и то же время, либо в разное, и, кроме того, важно знать последовательность событий. Эти задачи решаются стратиграфическим методом исследований.

*Стратиграфия* (от лат. *stratum* – слой; греч. *graphō* – пишу) – раздел геологии, изучающий последовательность формирования горных пород и их первичные пространственные взаимоотношения. Легче всего расчленять мощные толщи отложений на отдельные слои по литологическому признаку, т. е. по составу горных пород. Например, можно без особых затруднений выделить слои глин, известняков, песчаников и т. д. Для последующего разделения этих слоев на составляющие их части можно использовать цвет, характер слоистости, содержание

ископаемых остатков фауны, флоры и другие признаки, т. е. все более тонкие различия. При этом руководствуются правилом, сформулированным в XVII в. датским анатомом Николаусом Стеноном. Он отметил, что осадки, выпавшие в воде, должны первоначально образовать горизонтальные слои, независимо от их современной ориентировки, и что каждый вышележащий слой моложе подстилающего. Таким образом, Н. Стенон заложил основу для создания геологической шкалы времени.

Для расчленения отложений кроме изложенного выше *литологического метода* применяется и *палеонтологический*, основанный на выделении слоев по содержанию в них различных комплексов органических остатков, называемых руководящими. Хотя руководящие ископаемые в большинстве случаев составляют лишь часть от общего количества организмов, встречающихся в данном слое, они характеризуются четкими особенностями формы, что позволяет быстро и уверенно их распознавать.

В геологических исследованиях применяется также *спорово-пыльцевой метод*, основанный на изучении остатков спор и зерен пыльцы, которые, разносясь ветром на большие расстояния и попадая в отложения горных пород в огромном количестве, чрезвычайно устойчивы и не разрушаются.

Отмеченные особенности этих остатков растительных организмов позволяют весьма успешно использовать их для сопоставления морских, континентальных и других отложений и даже для восстановления палеогеографических условий, так как при изменении условий существования изменяется растительность и, следовательно, становится иным спорово-пыльцевой видовой состав.

Палеонтологический метод, основанный на использовании ископаемых остатков организмов, позволил геологам провести относительную датировку горных пород и установить последовательность главных событий, происшедших на Земле в течение фанерозоя. Например, было установлено, что рыбы появились на нашей планете раньше, чем динозавры и млекопитающие, а обширные угольные месторождения образовались в древних болотах до того, как на океаническом дне возникли мощные меловые отложения.

Рассмотренные палеонтологические методы геологических исследований применимы лишь к слоистым осадочным отложениям. Однако большие пространства на Земле сложены магматическими и метаморфическими горными породами, в которых органические остатки

не встречаются. Для исследования таких горных пород применяются другие методы.

Со второй половины XX в. большое значение для возрастного расчленения отложений горных пород приобрел *палеомагнитный метод*, основанный на способности горных пород сохранять характер намагниченности того времени, в которое они образовались. По современным представлениям, магнитное поле Земли обусловлено конвективными токами вещества в ядре и мантии, вызывающими процессы, подобно динамомашине, генерирующей магнитное поле. По неясным пока причинам магнитное поле Земли через различные интервалы времени меняет свой знак, т. е. испытывает инверсию, и северный полюс меняется местами с южным. В настоящее время северный конец стрелки компаса направлен на север, что соответствует нормальной (прямой) полярности. Противоположное направление обозначает обратную (обращенную) полярность. Известно, что последняя смена полярности магнитного поля произошла 780 тыс. лет назад. Закрепляясь в горных породах, прямая и обратная полярность составляет сущность магнитостратиграфического метода расчленения отложений. Фиксируя в горных породах разного происхождения интервалы прямой и обратной намагниченности, мы получаем возможность провести стратиграфическую корреляцию (сопоставление) отложений в глобальном масштабе.

Палеонтологический метод и до некоторой степени палеомагнитный дают представление об относительном возрасте горных пород и относительном положении геологических событий. При этом не представляется возможным оценить длительность геологического времени (например, как долго на Земле существовали динозавры и сколько лет назад они исчезли), а также установить начало и окончание геологических эпох и периодов и, наконец, определить возраст Земли.

Абсолютная геохронология, т. е. определение возраста в астрономических единицах времени – годах, стала возможной после открытия явления радиоактивности. Использование радиоактивности для целей геохронологии предложено французским физиком Пьером Кюри (1859–1906) и английским физиком Эрнестом Резерфордом (1871–1937) в начале XX в. В основе *радиометрического метода* определения абсолютного возраста горных пород лежит физическое явление радиоактивного распада некоторых изотопов.

Некоторые химические элементы периодической таблицы Д. И. Менделеева имеют по несколько изотопов. Радиоактивные изотопы неустойчивы.

Радиоактивный распад направлен на достижение устойчивости с помощью изменения соотношения между числом протонов и нейтронов в ядрах атомов. При этом выбрасываются из ядра некоторые частицы с большой энергией и образуется другой химический элемент. Для каждого изотопа экспериментально установлена скорость распада, которая обычно характеризуется периодом полураспада, т. е. временем, в течение которого распадается половина атомов данного нестабильного изотопа. Период полураспада у разных изотопов сильно варьирует, например период полураспада  $^{238}\text{U}$  составляет 4,46 млрд. лет, а  $^{14}\text{C}$  – 5730 лет.

Изотопы с коротким периодом полураспада за время, прошедшее после образования Земли, давно уже распались. Существование их в настоящее время обусловлено непрерывным процессом образования. К таким изотопам относится изотоп  $^{14}\text{C}$ , который используется при углеродном методе датировки. При столкновении с атомами земной атмосферы очень быстрых частиц космического излучения, поступающего на Землю от Солнца и из недр нашей Галактики, возникают ядерные реакции, побочным продуктом которых являются нейтроны. Произведенный таким образом нейтрон ударяется в устойчивый атом изотопа азота  $^{14}\text{N}$  и захватывается им, выбивая при этом один протон. В результате возникает радиоактивный углерод  $^{14}\text{C}$ . Кстати, как известно, азот  $^{14}\text{N}$  является преобладающей частью земной атмосферы, что повышает вероятность столкновения и образования радиоактивного углерода.

В земной атмосфере большая часть углекислого газа  $\text{CO}_2$  (диоксида углерода) образована устойчивым изотопом  $^{12}\text{C}$ , а некоторая часть – неустойчивым изотопом  $^{14}\text{C}$ . Как установлено, соотношение между этими частями диоксида углерода является постоянным и неизменным по крайней мере в последние несколько десятков тысяч лет. Поскольку  $\text{CO}_2$  используется растениями при фотосинтезе, в них содержится та же постоянная доля углерода  $^{14}\text{C}$ . Когда растение отмирает и углерод в него перестает поступать, использованный ранее радиоактивный  $^{14}\text{C}$  начинает распадаться. Через 5730 лет в отмершем растении например в древесине или даже в древесном угле, останется половина этого изотопа, еще через такой же промежуток времени – половина оставшейся части и т. д. Современные технические средства позволяют определять исключительно малые количества  $^{14}\text{C}$  и таким образом измерять возраст образцов до 40 или 50 тыс. лет, что составляет более восьми периодов полураспада.

Для датировки горных пород, не содержащих органических остатков и тем более образовавшихся миллионы и даже миллиарды лет назад, применяются другие радиометрические методы: калий-аргоновый, рубидий-стронциевый, ураново-свинцовый и др. В принципе эти методы, использующие долгоживущие радиоактивные изотопы, подобны углеродному методу. Но долгоживущие радиоактивные изотопы не образуются вновь подобно изотопу  $^{14}\text{C}$ , а привнесены в состав Земли при ее образовании, и их количество постепенно уменьшается в результате радиоактивного распада. Например, сейчас на Земле имеется значительно меньше урана, чем в период образования нашей планеты, так как большая часть его распалась, превратившись в свинец.

При радиоактивном распаде из одного атома неустойчивого изотопа (родительского) образуется один атом устойчивого изотопа (дочернего). Поэтому при использовании методик датирования достаточно учесть количество образовавшихся (дочерних) изотопов. Благодаря радиометрическим методам, использующим долгоживущие изотопы, определен возраст горных пород, которые образовались даже около 4 млрд. лет назад, т. е. стала возможной абсолютная геохронология.

Насколько важно значение геологии для человека и окружающей среды, можно судить по перечню задач, стоящих в настоящее время перед геологическими науками и требующих их решения: 1) осмыслить процессы, приводящие к образованию многих видов горных пород, полезных ископаемых и почв; 2) повысить точность прогнозов стихийных бедствий – землетрясений, пыльных бурь, ураганов, снежных лавин; 3) разработать научные методы предотвращения негативных явлений – подтопление, опустынивание и засоление земель, загрязнение ландшафтов, проявления эрозии и т. д.; 4) участвовать в экспертизе проектов возводимых крупных сооружений с научным прогнозом изменения условий после окончания их строительства; 5) разрабатывать мероприятия по охране и рациональному использованию природных ресурсов; 6) участвовать в разработке программы экологической безопасности отдельных регионов и в целом Земли.

### 3.2. Строение Земли

Земля, как и другие планеты Солнечной системы, имеет этажное ярусно-оболочечное строение и состоит из нескольких неоднородных геосфер. Геосферы Земли подразделяют на внешние и внутренние.

К *внешним сферам* относят атмосферу, гидросферу и биосферу, к *внутренним* – земную кору, мантию и ядро. Концентрическое строение Земли объясняется процессами дифференциации вещества. Основной причиной дифференциации является вращение Земли вокруг своей оси.

**3.2.1. Внешние сферы Земли.** Детальным изучением внешних сфер Земли занимаются специальные науки: метеорология, гидрология, биология. Однако основные сведения об атмосфере, гидросфере и биосфере необходимы и для изучения курса геологии. Соприкасаясь с поверхностью Земли, внешние сферы оказывают весьма разнообразное влияние на ход геологических процессов.

*Атмосфера* (от греч. *atmós* – пар; *spháira* – шар) – воздушная оболочка вокруг Земли, вращающаяся вместе с нею. Нижней ее границей является земная поверхность, верхняя – отчетливо не установлена. Известно, что на высотах от 2 до 20 тыс. км, в так называемой земной короне, в среднем содержится около 1000 ионизированных частиц на каждый 1 см<sup>3</sup>. В межпланетном же пространстве за пределами короны таких частиц содержится не более 100.

Масса атмосферы около  $5,15 \cdot 10^{15}$  т. Состав атмосферы у поверхности Земли (процент по объему): азота – 78,08, кислорода – 20,95, аргона – 0,93, углекислого газа – 0,03, а остальная часть (менее 1%) приходится на неон, гелий, криптон и другие газы. На высоте 20–25 км расположен слой озона, который предохраняет живые организмы на Земле от вредного коротковолнового излучения. Важным компонентом атмосферы является углекислый газ. В результате антропогенных воздействий его содержание в атмосфере Земли постепенно возрастает, что усиливает парниковый эффект и может привести к глобальным изменениям климата Земли.

В зависимости от распределения температуры атмосфера подразделяется на ряд сфер. Для геологии наибольший интерес представляет самая нижняя часть атмосферы – тропосфера, непосредственно соприкасающаяся с земной поверхностью и поэтому оказывающая на нее существенное влияние.

*Гидросфера* (от греч. *hydor* – вода, влага) – это прерывистая оболочка земного шара, представляющая собой совокупность всех водных объектов: океанов, морей, рек, озер, водохранилищ, болот, подземных вод, ледников и снежного покрова. В основном гидросфера представлена четырьмя элементами: кислородом (85,89%), водородом (10,80), хлором (1,93) и натрием (1,07%), на долю которых (по массе) приходится 99,69%. Гидросфера активно взаимодействует с

другими геосферами Земли, поэтому в ее водах можно встретить в незначительных концентрациях все без исключения химические элементы.

*Биосфера* (от греч. *bios* – жизнь) – область существования и функционирования ныне живущих организмов, охватывающая нижнюю часть атмосферы, всю гидросферу, поверхность суши и верхние слои литосферы.

Биосфера представляет собой тончайшую пленку, составляющую всего лишь тысячные доли земного радиуса. Общая толща биосферы оценивается в 12–17 км: максимум до 5–6 (как правило, 2–3) км в глубь литосферы, до дна Мирового океана (около 11 км) и до 6–7 км над поверхностью Земли. Наиболее благоприятные условия для развития живых организмов складываются на стыке атмосферы с литосферой и гидросферой.

Биосфера – активная оболочка Земли, в которой совокупная деятельность живых организмов проявляется как геохимический фактор планетарного масштаба и служит основным средообразующим фактором. Биосфера включает в себя как живые организмы, так и среду их обитания. При этом организмы, сложившись взаимодействуя друг с другом, составляют единую систему, которая также системно объединяется в единое целое с абиотическими сферами – атмосферой, литосферой и гидросферой, их веществом и пространством.

Человеческая деятельность, в том числе накопление различных загрязнителей, нарушение экологического равновесия, получившее глобальный размах, нарушает структуру, организованность и функции биосферы, грозит ее деструкцией. Следует особо подчеркнуть, что в биосфере иного эволюционного типа, – не того, в котором возник и развивался человек, он существовать не сможет и вымрет, как любой другой биологический вид. Отсюда вытекает необходимость поддержания экологического равновесия и проведения природоохранных мероприятий.

**3.2.2. Внутренние сферы Земли.** *Земная кора* – верхняя твердая оболочка Земли (рис. 3).

По сравнению с другими оболочками Земли для земной коры характерно неоднородное строение. Различают континентальную кору, толщина которой изменяется от 35–45 км под равнинами до 70 км в области гор, и океаническую толщиной 5–10 км. В строении континентальной коры имеются три слоя: верхний – осадочный, средний, условно называемый гранитным, и нижний – базальтовый. В океанической коре гранитный слой отсутствует, а осадочный имеет уменьшенную мощность. В переходной зоне от материка к океану развивается кора промежуточного типа (субконтинентальная или субокеаническая).

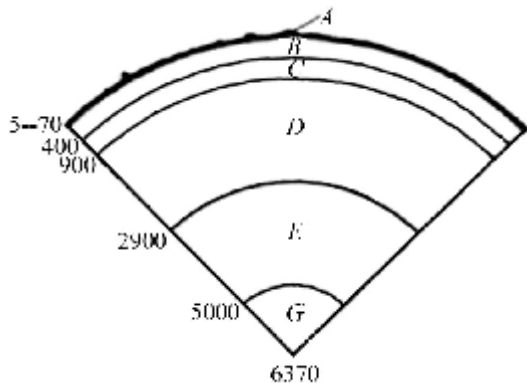


Рис. 3. Схема внутреннего строения Земли:  
*A* – земная кора; *B* – верхняя мантия; *C* – переходный слой (средняя мантия); *D* – нижняя мантия; *E* – внешнее ядро; *G* – внутреннее ядро

*Осадочный слой* преимущественно сложен относительно мягкими, иногда и рыхлыми горными породами, которые образовались в результате осаждения вещества в водных или воздушных условиях на поверхности Земли. Большинство осадочных горных пород имеют слоистое строение, залегая в виде чередующихся сравнительно тонких слоев с признаком параллельности земной поверхности. Плотность их колеблется от 1 до 2,65 г/см<sup>3</sup>. Мощность осадочного слоя непостоянна: изменяется от нескольких метров до 10–15 км. На поверхности Земли есть участки, где осадочный слой полностью отсутствует.

*Гранитный слой* преимущественно сложен магматическими и метаморфическими породами. Полагают, что только самая верхняя часть гранитного слоя представлена гранитами, а в основном в пределах его залегают сильнометаморфизированные горные породы – серые гнейсы, сланцы и амфиболиты. Плотность пород в гранитном слое колеблется от 2,65 до 2,8 г/см<sup>3</sup>. Мощность его непостоянна. Наибольшей мощности (около 50 км) гранитный слой достигает под современными горными образованиями (Гималаи, Памир, Альпы). Сейсмические волны проходят гранитный слой со скоростью 5,5–6 км/с, скачкообразно возрастающей до 6,5 км/с у нижней его границы. Условная граница, разделяющая гранитный и базальтовый слои

земной коры, выявляемая по увеличению скорости прохождения сейсмических волн, названа по имени австрийского геофизика В. Конрада. Последующими исследованиями установлено, что поверхность (граница) Конрада далеко не всюду выражена, а фиксируется лишь в отдельных местах.

*Базальтовый слой* обнаруживается повсеместно и имеет мощность от 5 до 30 км. В отличие от осадочного и гранитного слоев, изученных геологами с помощью прямых методов, базальтовый слой еще не исследован. Граница между осадочным и гранитным слоями прослеживается четко, а между гранитным и базальтовым – плохо.

По химическому составу и физическим свойствам вещество базальтового слоя приближается к базальтам, т. е. к основным породам, в которых кремнезема содержится гораздо меньше, чем в гранитах. Плотность вещества в базальтовом слое колеблется в пределах 2,9–3,0 г/см<sup>3</sup>. Нижнюю границу его принимают за нижнюю границу земной коры, называемую границей Мохоровичича (по имени югославского сейсмолога, который впервые установил ее в 1909 г.). Скорость продольных сейсмических волн при переходе поверхности (границы) Мохоровичича возрастает скачком с 6,7–7,6 до 7,8–8,2 км/с (рис. 4), а плотность вещества возрастает до 3,5 г/см<sup>3</sup>.

*Мантия Земли* располагается между земной корой и ядром Земли, составляя 83% объема Земли (без атмосферы) и 67% ее массы. Верхняя граница мантии соответствует поверхности Мохоровичича, а нижняя проходит на границе с ядром на глубине 2900 км.

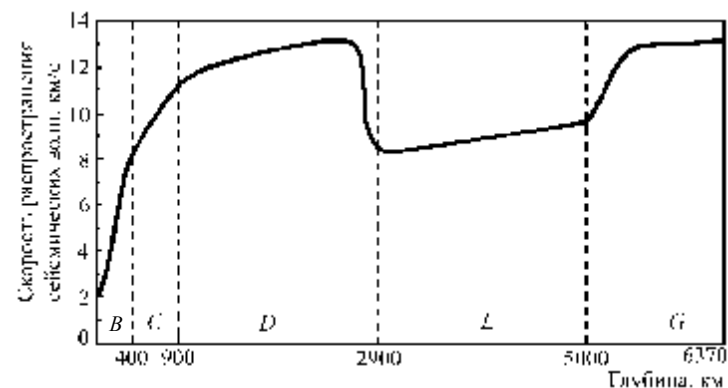


Рис. 4. Изменение скорости продольных сейсмических волн по глубине Земли



По изменению скорости распространения продольных сейсмических волн в толще мантии выделяют три слоя: верхний *B* (простирается до глубины 400 км), переходный *C* (лежит в пределах от 400 до 900 км) и нижний *D* (расположен на глубинах от 900 до 2900 км). Слои *B* и *C* составляют верхнюю мантию, хотя слой *C* иногда называют средней мантией. В верхней мантии развиваются процессы, с которыми связаны тектонические, магматические и метаморфические явления в земной коре. Слой *D* является нижней мантией.

Верхняя часть слоя *B* вместе с земной корой образуют *литосферу* (от греч. *lithos* – камень), которая является внешней жесткой оболочкой Земли (рис. 5).

Под литосферой залегает *астеносфера* (от греч. *asthenēs* – слабый), представленная веществом пониженной твердости. Именно с этим слоем связывают горизонтальные движения литосферных плит. Предполагается, что в астеносфере вещество находится в аморфном состоянии, в отличие от остальной части мантии, сложенной твердым кристаллическим веществом. Верхняя граница астеносферы находится под материками на глубине около 100 км и под дном океана на глубине около 50 км.

В связи с высокой эндогенной активностью литосферы и верхней мантии введено обобщающее понятие *тектоносферы* (см. рис. 5). Это понятие объединяет земную кору и верхнюю мантию до глубин около 700 км (где зафиксированы наиболее глубокие очаги землетрясений).

Слой *C*, называемый слоем Голицына, характеризуется интенсивным ростом скоростей сейсмических волн (с 8 до 12 км/с). В этом слое давление достигает 24,6 ГПа. Поэтому вещество, входящее в его состав, находится в твердом состоянии и обладает плотностью 4,68 г/см<sup>3</sup>.

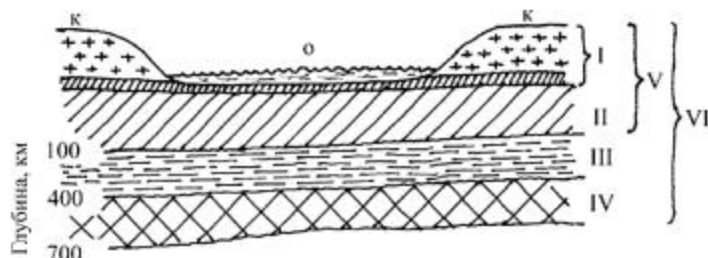


Рис. 5. Схема соотношения литосферы, астеносферы и тектоносферы:  
I – земная кора; II – скоростной твердый слой верхней мантии (слой *B*);  
III – астеносфера; IV – подастеносферный слой верхней мантии (слой Голицына);  
V – литосфера; VI – тектоносфера; К – континент; О – океан

По предположению ученых нижняя, мантия (слой *D*) имеет однородный состав и представлена веществом, богатым оксидами железа, магния и в меньшей степени алюминия и титана. Плотность вещества в нижней мантии колеблется от 5,69 до 9,4 г/см<sup>3</sup>. Повышенная плотность вещества объясняется высоким давлением, достигающим 136 ГПа. Скорость распространения сейсмических волн в ней продолжает расти, составляя у нижней границы 13,6 км/с.

*Ядро Земли* является центральной, наиболее глубокой геосферой Земли и имеет средний радиус около 3,5 тыс. км. С переходом от нижней мантии к ядру наблюдается скачкообразное падение скорости продольных сейсмических волн от 13,6 до 8,1 км/с. Эта граница названа именем Б. Гутенберга.

По расчетам ученых, плотность ядра Земли должна быть равна плотности железа при соответствующем давлении. Поэтому широкое распространение получила гипотеза о железоникелевом составе ядра, обладающего магнитными свойствами. Такой состав ядра объясняют первичной дифференциацией вещества по плотности. В свете современных данных плотность ядра Земли на 10% ниже, чем у железоникелевого сплава при существующих в ядре давлениях и температурах. Исходя из этого, высказывается мысль о том, что в ядре помимо никелистого железа должны присутствовать и более легкие элементы, такие как кремний или сера. В настоящее время многие исследователи считают, что ядро Земли состоит из железа с примесью никеля и серы с возможным присутствием и других элементов (кремния или кислорода).

Ядро Земли подразделяют на внешнее (слой *E*) и внутреннее (слой *G*). Во внешнем ядре давление составляет около 150 ГПа, а плотность вещества – 12 г/см<sup>3</sup>. Скорость продольных сейсмических волн в пределах внешнего ядра изменяется от 8,1 до 10,4 км/с. Поскольку поперечные сейсмические волны не проходят через внешнее ядро, предполагается, что его вещество находится в жидком состоянии. Во внутреннем ядре давление достигает 350 ГПа, а плотность вещества – 17,9 г/см<sup>3</sup>. По-видимому, повышение плотности вещества в этой части ядра связано с разрушением под влиянием больших давлений электронной оболочки у некоторой части атомов и их сближением. В отличие от внешнего внутреннее ядро – твердое. В нем наблюдается увеличение скорости распространения продольных сейсмических волн (см. рис. 4).

### 3.3. Вещественный состав земной коры

**3.3.1. Химический состав земной коры.** Земная кора по химическому составу весьма неоднородна, так как состоит из различных минералов, отличающихся друг от друга как по комбинации входящих в них химических элементов, так и по свойствам. В свою очередь, определенное сочетание минералов составляет более крупное природное образование – горную породу. Изучая минералы и горные породы, можно судить о строении земной коры, ее формировании и изменении под влиянием различных факторов.

Вычислением среднего химического состава земной коры занимались многие исследователи. Полученные при этом данные принципиальных отличий не имеют. В земной коре больше всего (около 50%) содержится кислорода (табл. 1).

Таблица 1

Химический состав земной коры (по А. А. Ярошевскому, 1988)

Химический элемент	Содержание, % от массы	Химический элемент	Содержание, % от массы
O	47,90	Mg	1,79
Si	29,50	Ti	0,52
Al	8,14	C	0,27
Fe	4,37	H	0,16
Ca	2,71	Mn	0,12
K	2,40	S	0,10
Na	2,01	Другие	0,01

Довольно значительная часть земной коры приходится на кремний (около 30%). Указанные элементы с алюминием и железом составляют 90%, а вместе с кальцием, калием, натрием и магнием – почти 99% массы земной коры.

**3.3.2. Минералы, их строение и свойства.** *Минералами* (от лат. *minera* – руда) называют природные тела, приблизительно однородные по химическому составу и физическим свойствам, образующиеся в результате физико-химических процессов в глубинах и на поверхности Земли. Наука о минералах, их свойствах, особенностях и закономерностях физического строения (структуры), условиях образования, нахождения и изменения в природе называется *минералогией*.

Большинство минералов – вещества твердые (кварц, полевой шпат и др.), но есть жидкие (ртуть, вода, нефть) и газообразные (углекислый газ, сероводород и др.) минералы. В природе твердые минералы встречаются либо в виде кристаллов с более или менее хорошо выраженной формой многогранников, либо в виде неправильных по форме зерен или сплошных масс, имеющих как кристаллическое, так и аморфное строение. Для большинства минералов, составляющих земную кору, характерно кристаллическое строение. На долю аморфных минералов приходится всего лишь около 2% их общего количества.

Для всех минералов, имеющих кристаллическое строение, характерно упорядоченное расположение составляющих их мельчайших частиц: атомов, ионов и молекул. Эти частицы образуют в пространстве различные кристаллические решетки (рис. 6).

В аморфном веществе те же частицы располагаются беспорядочно и какой-либо закономерности в их расположении не наблюдается.

Кристаллические решетки могут быть:

- *атомными* – в узлах решетки находятся атомы (алмаз, графит, сера);
- *ионными* – в узлах решетки расположены ионы (галит, пирит, глинистые минералы);
- *молекулярными* – в узлах решетки находятся молекулы (лед, сахароза).

Различия во внутреннем строении кристаллических и аморфных тел обуславливают различия в их свойствах. Аморфные тела – изотропны (от греч. *isos* – равный, одинаковый; *tropos* – поворот, направление), т. е. их физические свойства остаются неизменными во всех направлениях.

Для кристаллического вещества характерны анизотропия, симметричность и способность самоограничаться. *Анизотропия* (от греч. *anisos* – неравный) – зависимость свойств (механических, оптических, электрических и др.) кристаллических веществ от направления.

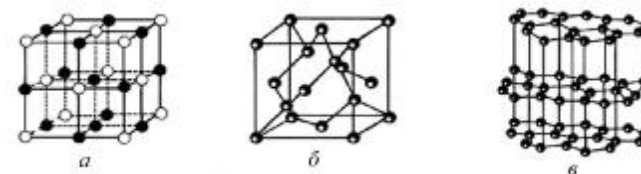


Рис. 6. Схемы кристаллических решеток галита (а), алмаза (б) и графита (в)

Проявление анизотропии можно рассмотреть на примере минерала графита, внутренняя структура которого приведена на рис. 6, в. Расстояние между атомами углерода в пределах плоских слоев решетки составляет 1,42Е, между слоями оно больше – 3,39 Е. Этим объясняется способность графита легко расщепляться на тонкие листочки, параллельные слоям решетки, и с трудом ломаться по неровным поверхностям в других направлениях. Такое же явление наблюдается у кристаллов слюды. В гипсе теплота вдоль кристалла распространяется быстрее, чем поперек. Поэтому при прикосновении острием разогретой иглы к грани гипса, покрытой тонким ровным слоем воска, на грани возникает фигура таяния в виде эллипса.

*Самоогранение* – восстановление при соответствующих условиях формы кристаллов, присущей данному кристаллическому веществу. Выточенный из кристалла шарик, помещенный в насыщенный раствор этого же вещества, в условиях свободного роста восстанавливает форму правильного многогранника, так как вследствие анизотропности скорости роста шарика в различных направлениях неодинакова.

Многие минералы с кристаллическим строением благодаря закономерному расположению слагающих их мельчайших частиц образуют хорошо выраженные правильные природные многогранники. Кристаллы, как и любые многогранники, имеют грани (плоскости, ограничивающие кристалл), ребра (линии пересечения граней), вершины (точки, где сходятся ребра) и углы. Две пересекающиеся плоскости образуют двухгранный угол. Согласно закону постоянства двухгранных углов, в кристаллах одного и того же вещества, независимо от их количества, двухгранные углы в каждом из них будут постоянны. Поэтому важнейшим моментом при изучении кристаллов и, следовательно, минералов является измерение двухгранных углов, по значению которых можно определить любой минерал. Приборы, используемые при этом, называются *гонометрами* (от греч. *gōnia* – угол; *métron* – мера).

Кристаллическую решетку минералов можно представить в виде ряда элементарных ячеек. *Элементарная ячейка кристалла* – часть кристаллической решетки, параллельные переносы которой в трех измерениях позволяют построить всю кристаллическую решетку. В общем случае элементарная ячейка кристалла имеет форму параллелепипеда с ребрами *a*, *b*, *c* и углами между ребрами  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$  (рис. 7).

В кристаллографии используется общепринятая терминология, основанная на значениях греческих слов: *эдρ (hedra)* – грань; *гониа (gonia)* – угол; *скаленос* – косой, неравный; *клинэ (klino)* – наклон; *тригон (trigōnon)* – треугольник; *диэдр* или *дома* – две одинаковые грани, сложенные наподобие крыши дома; *пинакоид* – две одинаковые параллельные грани; *моно (monos)* – один, единственный; *поли (polys)* – многий и др. Прибавление к коренному слову приставки *ди-* (два), *три-* (три), *тетра-* (четыре), *пента-* (пять), *гекса-* (шесть), *окта-* (восемь), *дека-* (десять), *додэка-* (двенадцать) указывает на удвоение, утроение и т. д. числа одинаковых частей (элементов). Например, гексаэдр (куб) имеет шесть одинаковых граней.

По внешнему виду кристаллы делятся на простые (рис. 8) и сложные (рис. 9) формы. Всего существует 47 простых форм. Сложные (комбинированные) формы – это совокупность в кристалле двух или нескольких простых форм. Простыми формами являются пирамиды (ромбическая, тригональная, тетрагональная, гексагональная и др.), призмы (ромбическая, тригональная, гексагональная и др.), тетраэдр, ромбоэдр, гексаэдр, моноэдр, гексаоктаэдр и др.

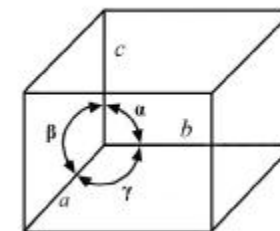


Рис. 7. Элементарная ячейка кристалла: *a*, *b*, *c* – длины ребер;  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$  – углы между ребрами

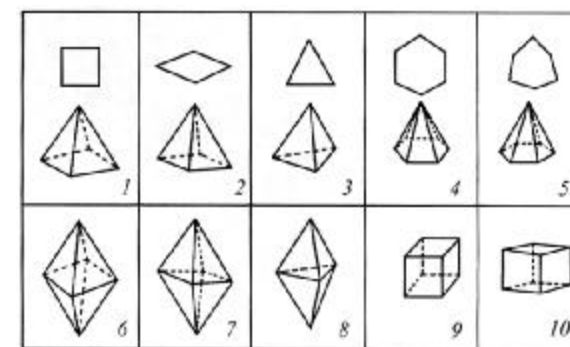


Рис. 8. Простые формы кристаллов:

- 1 – тетрагональная пирамида; 2 – ромбическая пирамида; 3 – тригональная пирамида; 4 – гексагональная пирамида; 5 – дитригональная пирамида; 6 – тетрагональная дипирамида; 7 – ромбическая дипирамида; 8 – тригональная дипирамида; 9 – куб; 10 – ромбическая призма

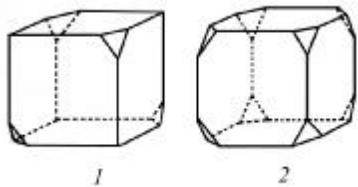


Рис. 9. Сложные формы кристаллов:  
1 – куб с тетраэдром; 2 – куб с октаэдром

Основной особенностью кристаллов является *симметрия* их строения. Симметричность выражается в правильном повторении элементов ограничения – граней, ребер и вершин. Различают следующие элементы симметрии кристаллов: центр ( $C$ ), ось ( $L$ ) и плоскость ( $P$ ).

*Центр симметрии* ( $C$ ) – точка внутри кристалла, вокруг которой правильно повторяются элементы ограничения (грани, ребра, вершины). Для нахождения центра необходимо соединить прямыми линиями одноименные и подобные элементы ограничения, расположенные друг против друга. Несколько таких линий пересекутся в центре симметрии, причем каждая из них будет делиться центром на две равные части (рис. 10). Некоторые кристаллы не имеют центра симметрии.

*Ось симметрии* ( $L$ ) – прямая линия, при повороте вокруг которой на определенный угол фигура кристалла повторяет исходную форму несколько раз. Число таких повторений при вращении на  $360^\circ$  вокруг оси симметрии называют ее порядком. В кристаллах могут быть только оси симметрии второго ( $L_2$ ), третьего ( $L_3$ ), четвертого ( $L_4$ ) и шестого ( $L_6$ ) порядков. В одном и том же кристалле может быть несколько осей симметрии разных порядков (рис. 11).

Оси проводятся: 1) перпендикулярно к граням многогранника, через их середины; 2) через противоположные вершины многогранника, являясь равно наклоненными к его одинаковым граням и ребрам; 3) перпендикулярно к серединам ребер многогранника. Во всех трех случаях оси симметрии проходят внутри многогранника.

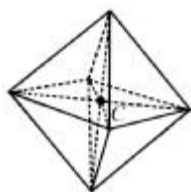


Рис. 10. Центр симметрии ( $C$ ) октаэдра

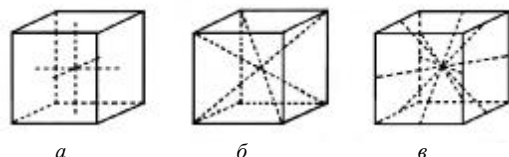


Рис. 11. Оси симметрии кубической элементарной ячейки:  
а – три оси  $L_4$ ; б – четыре оси  $L_3$ ;  
в – шесть осей  $L_2$

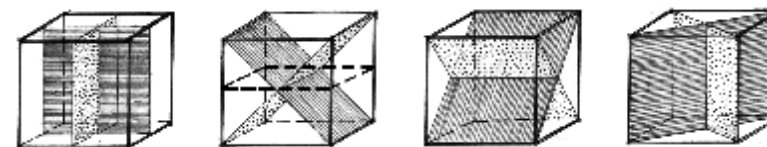


Рис. 12. Плоскости симметрии кубической формы

*Плоскость симметрии* ( $P$ ) – это воображаемая плоскость, делящая кристалл на две равные и противоположно расположенные части, каждая из которых является зеркальным отображением другой. Плоскости проводятся: 1) перпендикулярно к граням и ребрам, через их середины; 2) вдоль ребер, образуя одинаковые углы с равными гранями и ребрами. Кристаллические решетки некоторых минералов не имеют плоскостей симметрии. Наибольшее число ( $9P$ ) плоскостей симметрии имеет кубическая форма кристаллов (рис. 12).

**Физические свойства минералов** обусловлены их строением и химическим составом. Физические свойства используются для визуального (в большинстве случаев предварительного в полевых условиях) определения минералов. В лабораторных условиях с помощью точных методов изучаются оптические, кристаллографические, пьезоэлектрические и магнитные свойства минералов, а также их люминесценция и радиоактивность.

К главным физическим свойствам минералов относят цвет (окраска), цвет черты, прозрачность, блеск, твердость, спайность, излом, плотность и др.

**Цвет.** Многие названия минералов даны по цвету, например гематит (от греч. *haima* – кровь), альбит (от лат. *albus* – белый), рубин (от лат. *ruber* – красный), аурипигмент (от лат. *aurum* – золото). Цвет минералов зависит от их структурных особенностей, присутствия в них красящих элементов (хромофор) и механических примесей. Наиболее часто встречаются восемь цветов минералов: белый, черный, серый, синий, зеленый, желтый, красный и бурый. Некоторые минералы окрашены по-разному. Так, в природе встречаются следующие разновидности кварца: *горный хрусталь* (бесцветный), *аметист* (фиолетовый), *морион* (черный), *цитрин* (желтый), *дымчатый хрусталь* (серый) и *молочный хрусталь* (белый). Хромофоры в зависимости от химического состава придают минералам соответствующую окраску (титан – фиолетовую и красную, хром – зеленую и красную, медь – зеленую и синюю и др.).

**Цвет черты.** Для непрозрачных и сильно окрашенных слабопрозрачных минералов важным диагностическим признаком является цвет минерала в порошке, или цвет черты. Для определения цвета порошка минералом проводят по шероховатой поверхности фарфоровой пластинки, на которой остается черта, соответствующая цвету порошка. Цвет черты может быть таким же, как в куске (магнетит – черный), но может от него отличаться (пирит в куске – латунно-желтый, черта – черная, зеленовато-черная).

**Прозрачность** – это способность пропускать или поглощать световой луч. В зависимости от прозрачности все минералы подразделяют на прозрачные (горный хрусталь, исландский шпат), полупрозрачные (сфалерит, киноварь) и непрозрачные (пирит, галенит, графит). У некоторых прозрачных минералов, например у исландского шпата (разновидность кальцита), из-за резкой анизотропии оптических свойств интенсивность преломления изменяется в зависимости от направления световых колебаний, поэтому входящие в кристалл световые лучи раздвигаются. Просматриваемые через исландский шпат буквы или штриховые рисунки раздваиваются.

**Блеск** – это способность поверхности минералов отражать свет. Блеск не зависит от окраски минерала и может быть разнообразным. Различают минералы с металлическим блеском, обычно непрозрачные, цвет их черты черный или темный. Металловидный блеск напоминает блеск потускневших поверхностей металлов. Таким блеском обладает, например, графит. К неметаллическому относят стеклянный, жирный (у талька, серы), перламутровый (у кальцита), алмазный (у алмаза), шелковистый (у асбеста) блеск. Черта у минералов с неметаллическим блеском светлая.

**Твердость** – способность противостоять внешнему механическому воздействию (царапанию, истиранию) – важное свойство минералов. Это свойство зависит от строения кристаллической решетки минерала и характера соединения ее элементарных частиц. Чем сильнее связь между этими частицами, тем больше твердость минерала. Твердость возрастает с уменьшением размеров ионов металлов, с увеличением валентности или заряда иона и при более плотной упаковке атомов.

На практике твердость минералов определяют в условных единицах по шкале Мооса (табл. 2), включающей десять минералов с расположением их в порядке увеличения твердости: первый минерал – тальк –

обладает самой низкой твердостью, принятой за единицу (1), последний – алмаз – имеет самую высокую твердость, принятую за десять (10). Шкала названа по имени немецкого минералога Ф. Мооса, предложившего ее в 1811 г. Более твердые минералы оставляют царапины на поверхности менее твердых. По таким царапинам, используя минералы-эталоны и шкалу Мооса, можно определить твердость любого минерала. В природе преобладают минералы твердостью до семи.

Таблица 2

**Сравнительная твердость минералов**

Минерал-эталон	Формула	Твердость	
		относительная по шкале Мооса	истинная по отношению к корунду, %
Тальк	$\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$	1	0,003
Гипс	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	2	0,014
Кальцит	$\text{CaCO}_3$	3	0,026
Флюорит	$\text{CaF}_2$	4	0,075
Апатит	$\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$	5	0,123
Ортоклаз	$\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	6	2,5
Кварц	$\text{SiO}_2$	7	15,0
Топаз	$\text{Al}_2[\text{SiO}_4](\text{F}, \text{OH})_2$	8	43,0
Корунд	$\text{Al}_2\text{O}_3$	9	100,0
Алмаз	C	10	15 000,0

Истинную твердость минералов рассчитывают по отношению к корунду, твердость которого условно принята за 100%. Из этого следует, что алмаз в 150 раз тверже корунда и является самым твердым минералом из известных в природе.

Для определения твердости минералов можно использовать разные легкодоступные предметы, твердость которых известна в цифрах шкалы Мооса, например: ноготь имеет твердость около 2,5, медная монета – 3, оконное стекло – 5–5,5, стальной перочинный нож – 5,5–6. Если минерал пишет на бумаге, не царапая ее, твердость его равна 1. Если ноготь оставляет на минерале черту, а минерал не царапает ноготь, то твердость его не более 2,5. Нож будет давать черту на минералах с твердостью 5 и меньше. Минералы, имеющие твердость 6 и более, будут оставлять царапины на ноже и стекле.

**Плотность** – масса единичного объема. В минералогии выражается обычно в граммах на кубический сантиметр ( $\text{г/см}^3$ ). Плотность

минералов колеблется в широких пределах – от 0,9 (лед) до 23 (группа осмистого иридия). Наиболее многочисленны минералы с плотностью от 2,5 до 4. По плотности минералы подразделяют на три группы: *легкие* – плотностью до 2,5, *средние* – до 4 и *тяжелые* – свыше 4. Непрозрачные минералы с металлическим блеском обычно тяжелые, прозрачные минералы со стекляннным блеском – сравнительно легкие.

**Спайность.** Спайностью называют способность минералов раскалываться по определенным кристаллографическим направлениям с образованием зеркальных поверхностей – плоскостей спайности.

**Излом.** В случае отсутствия спайности при расколе получается неровная поверхность, называемая изломом. Различают следующие виды излома: раковистый, неровный, занозистый и др.

**Другие свойства.** Минералы различаются и по таким свойствам, как магнитность, ковкость, вязкость, хрупкость, упругость, вкус, запах, растворимость в воде и кислотах, люминесценция (свечение), радиоактивность, горючесть и т. д.

**3.3.3. Процессы образования минералов и горных пород в земной коре.** Минералы, как природные химические соединения, возникающие при различных химических и физико-химических процессах, протекающих в земной коре, являются составной частью горных пород.

**Горные породы** – это природные образования, слагающие разнообразные геологические тела, из которых построена земная кора и литосфера. Они представляют собой закономерные сочетания или механические смеси различных по составу кристаллических минеральных зерен, наряду с которыми могут присутствовать аморфное вещество и органические остатки; к горным породам относятся встречающиеся в земной коре смеси жидких минеральных веществ (неорганических и органических).

Минералы, на долю которых приходится основная часть объема горных пород, называются *породообразующими*. В большинстве своем они представлены широко распространенными силикатами и алюмосиликатами, иногда карбонатами, хлоридами, фосфатами, оксидами и гидроксидами.

Все процессы образования минералов и горных пород разделяют на три группы:

1. **Эндогенные (внутренние)** (от греч. *éndon* – внутри), или, как их часто называют, *гипогенные (глубинные)*, процессы, происходящие за счет внутренней тепловой энергии земного шара.

2. **Экзогенные (внешние)** (от греч. *éxō* – снаружи), или *гипергенные (поверхностные)*, процессы, происходящие на поверхности Земли главным образом под воздействием солнечной энергии.

3. **Метаморфические** (от греч. *metamórphōsis* – превращение), или *метаморфогенные*, процессы, связанные с перерождением ранее образовавшихся минеральных ассоциаций (как экзогенных, так и эндогенных) в результате изменяющихся физико-химических условий, среди которых главное место занимают изменения давления и температуры.

К эндогенным процессам относятся *магматические* процессы, которые протекают в силикатных расплавах (магме), возникающих в глубинах Земли. Застывание и кристаллизация магм приводят к образованию различных *магматических (изверженных)* горных пород (температура 700–800°C, иногда до 1200°C).

Экзогенные процессы проявляются в форме физического и химического выветривания горных пород различного происхождения (эндогенного, экзогенного, метаморфического), в переносе продуктов выветривания, в отложении их в виде осадка с дальнейшим окаменением последнего. В этой огромной геологической работе участвуют атмосфера, гидросфера и биосфера. В результате образуются осадочные горные породы. Эти экзогенные породы и составляющие их минералы могут быть механического, химического и органического (биогенного) происхождения.

**Метаморфические** процессы ограничиваются явлениями перекристаллизации вещества горных пород под воздействием высокой температуры, давления и при участии нагретых водных растворов, что приводит к образованию новых минеральных ассоциаций. При этом существенного изменения валового химического состава исходных горных пород может не наблюдаться. Метаморфические процессы могут сопровождаться значительным изменением химического состава горных пород, если в зоне метаморфизма горные породы контрастно различаются по химическому составу.

Между всеми перечисленными процессами минералообразования наблюдаются, естественно, взаимные переходы, и в природе не всегда удается их четко расчленивать.

**3.3.4. Классификация и описание минералов.** В составе земной коры известно около 4000 минералов, причем ежегодно открываются новые минеральные виды и разновидности. Однако частота встречаемости минералов различна, широко распространено в природе



всего несколько сот минералов. Хозяйственное значение имеют далеко не все минералы, хотя с каждым годом появляются новые области практического использования разнообразных видов минерального сырья.

Обилие минералов в природе обуславливает необходимость их классификации. В основу принятой в настоящее время классификации положены химический состав и структура минералов, и поэтому она называется *кристаллохимической*. Единицей такой классификации является *минеральный вид*. В определении этого понятия ведущую роль играют строение кристаллической решетки и состав составляющих ее частиц (атомов, ионов). Особыми минеральными видами (т. е. самостоятельными минералами) считаются в кристаллохимической классификации и соединения одинакового состава, но различного кристаллического строения. Сходные по составу и близкие по структуре минеральные виды объединяются в группы, последние – в подклассы или классы.

В природе существуют соединения, систематика которых еще не вполне разработана, – это органические минералы, т. е. природные соединения углерода с водородом, серой, фосфором и др. Все органические соединения собраны в один тип, включающий один класс, без дальнейшей детализации.

Современный способ написания химических формул минералов по возможности отражает не только их элементарный состав, но и кристаллическую структуру; так, квадратными скобками в формулах выделяются атомы или группировки атомов (комплексные радикалы), определенным образом связанные друг с другом в кристаллической решетке, а в круглые скобки заключаются химические элементы, способные занимать место друг друга в кристаллической решетке (т. е. обладающие атомами или ионами примерно одинакового размера, близкими химическими свойствами).

Главнейшими классами минералов являются: 1) силикаты; 2) оксиды и гидроксиды; 3) карбонаты; 4) фосфаты; 5) сульфаты; 6) галогениды; 7) нитраты; 8) сульфиды; 9) самородные элементы; 10) органические и искусственные соединения.

**Класс силикатов.** Силикаты – самый обширный класс минералов (около 24% от общего числа минералов), далеко превосходящий остальные по своей роли в составе литосферы. Кремний играет в неорганической природе такую же роль, как углерод в органической; земная кора построена в основном из соединений кремния. Большинство породобразующих минералов – силикаты.

Строение кристаллических решеток силикатов достаточно сложно и разнообразно. При всей сложности структур силикатов их основой всегда является тетраэдрическая группа  $[\text{SiO}_4]^{4-}$ . Кремнекислородные тетраэдры по-разному сочетаются и комбинируются между собой, образуя те или иные анионные группировки; они сцепляются с различными по размерам катионами (атомами металлов), чем и вызывается все многообразие внутренних структур силикатов. В зависимости от характера сочленения и расположения кремнекислородных групп различают следующие подклассы силикатов: островные, кольцевые, цепочечные, слоистые и каркасные.

*Островными* называются такие силикаты, в кристаллической решетке которых присутствуют разобщенные «островки» – кремнекислородные тетраэдры, одиночные или спаренные. Для островных силикатов характерны: высокая твердость, сравнительно большая плотность. К островным силикатам относится группа оливина, включающая *форстерит* –  $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ , *оливин* –  $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$  и *фаялит* –  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$ . Прозрачная ювелирная разновидность оливина и форстерита называется *хризолитом*. К островным силикатам относится также *топаз* –  $\text{Al}_2[\text{SiO}_4](\text{F}, \text{OH})_2$ . Содержание F варьирует от 13,2 до 20,4%. Обычны примеси  $\text{Fe}^{3+}$ , Ti, Ga, Ge и др.

В подкласс *кольцевых* силикатов входят несколько групп минералов, основой кристаллического строения которых являются замкнутые кольца, состоящие из групп кремнекислородных тетраэдров  $[\text{SiO}_4]$ . Форма этих колец определяет форму кристаллов соответствующих минералов.

Кольцевые силикаты характеризуются высокой твердостью, лишены ясной спайности, нередко бывают прозрачны и часто содержат примеси хромофоров, окрашивающие их в разнообразные красивые цвета. Поэтому среди кольцевых силикатов особенно много ювелирных, ограночных и поделочных камней.

К кольцевым силикатам относится *берилл* –  $\text{Al}_2\text{Be}_3[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$  и другие минеральные виды. Берилл имеет разновидности: *берилл обыкновенный* – обычно зеленый; *аквамарин* – прозрачный голубой или зеленовато-голубой; *гелиодор* – прозрачный желтовато-бурый и золотистого цвета; *воробьевит*, или *морганит*, – розовый и красный, нередко прозрачный; *ростерит* – белый, розоватый или бесцветный; *гешенит* – яблочно-зеленый; *бацит* – небесно-голубой; *изумруд*, или *смарагд*, – густоокрашенный травяно(изумрудно)-зеленый, прозрачный.

Подкласс *цепочечных* силикатов получил такое название в связи с тем, что в строении кристаллической решетки входящих в него минералов главную роль играют цепочки, состоящие из кремнекислородных тетраэдров. Эти цепочки могут быть одинарными, спаренными, строенными, в зависимости от чего внутри подкласса выделяется несколько минеральных групп (пироксены, пироксиноиды, амфиболы).

Группа *пироксенов* богата минеральными видами, из которых самые распространенные – диопсид, геденбергид, энстатит, гиперстен, авгит, эгирин и слодумен. Общая их формула  $M^1M[SiO_6]$ , где  $M^1$  – Li, Na, Ca, Mg, Fe;  $M$  – Al, Ti, Cr и др. В группу *амфиболов* входят широко распространенные породообразующие минералы. Один из них – *роговая обманка обыкновенная* –  $Ca_2Na(Mg, Fe^{2+})_4[(Si, Al)_4O_{11}](OH)_2$ .

Подкласс *слоистых* силикатов охватывает большое число минералов, в том числе широко распространенные породообразующие минералы. В кристаллической решетке минералов этого подкласса кремнекислородные тетраэдры образуют плоские сетки или слои, параллельные основанию кристаллов. Подобная слоистая структура обуславливает возникновение в кристаллической решетке ослабленных направлений и связанной с этим совершенной и весьма совершенной спайности минералов.

В этот подкласс входят тальк, глинистые минералы (группы: монтмориллонита, вермикулита, гидрослюда), группа слюд и др. *Тальк* –  $Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2$  довольно широко распространен и является породообразующим минералом. Под *глинистыми* минералами понимаются гидросиликаты Al, Mg и отчасти Fe, являющиеся главными компонентами глин. Большинство глинистых минералов встречается в виде чрезвычайно тонкозернистых агрегатов, состоящих из чешуек размером менее 0,01 мм. Глинистые минералы отличаются непостоянством состава, главным образом воды и щелочей, а также примесей: Fe, Ca, Cr, Ni, Cu, Zn, P и др. Главные компоненты:  $SiO_2$  (30–70%),  $Al_2O_3$  (10–40%) и  $H_2O$  (5–10%). К глинистым минералам относятся: *каолинит* –  $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$ , *монтмориллонит* –  $Na(Mg, Al)_2[Si_4O_{10}](OH)_2 \cdot 4H_2O$ , *вермикулит* –  $(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+})_3[(Si, Al)_4O_{10}](OH)_2 \cdot 4H_2O$ , из гидрослюд – *глауконит* –  $(K, Na, Ca)(Al, Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mg)_2[(Al, Si)_3O_{10}](OH)_2 \cdot H_2O$  и др. Глинистые минералы в целом весьма распространены (преимущественно в глинах, глинистых породах и почвах). Практическое значение весьма велико. Оно основано на огнеупорных, отбеливающих и красящих свойствах многих глинистых минералов, их способности

к катионному обмену, пластичности во влажном и твердости в сухом состоянии.

*Группа слюд*. Слюды – широко распространенные породообразующие минералы. По химическому составу это водные алюмосиликаты, в которых в различных соотношениях могут присутствовать K, Li, Mg, Fe, Al и другие элементы. В связи с этим группа слюд подразделяется на три подгруппы: магнезиально-железистые (флогопит, биотит), калиево-алюминиевые (мусковит) и литиевые (лепидолит, циннвальдит и др.). *Биотит* –  $K(Mg, Fe)_3(OH, F)_2[AlSi_3O_{10}]$  и *мусковит* –  $KAl_2(OH, F)_2[AlSi_3O_{10}]$  – широко распространенные минералы.

Подкласс *каркасных алюмосиликатов* включает серию очень распространенных (преимущественно породообразующих) минералов. Все они построены из алюмо- и кремнекислородных тетраэдров  $[SiO_4]$  и  $[AlO_4]$ , образующих трехмерный каркас. В полостях каркаса располагаются преимущественно щелочные и щелочноземельные металлы (Na, K, Ca, Ba и др.). Этот подкласс силикатов включает следующие группы минералов: полевых шпатов, фельдшпатоидов и цеолитов. Полевые шпаты весьма распространены в природе: их доля в строении верхних горизонтов земной коры составляет около 50% по массе, а в магматических горных породах – 60%. Они являются алюмосиликатами щелочных (Na, K) и щелочноземельных (Ca и Ba) металлов. К ним относится *плагиоклаз* –  $(100 - n)Na[AlSi_3O_8] \cdot nCa[Al_2Si_2O_8]$ , где  $n$  может меняться от 0 до 100, а также *ортоклаз*, *микроклин* –  $(K, Na)[AlSi_3O_8]$ .

**Класс оксидов и гидроксидов.** Соединения металлов с кислородом (оксиды) составляют обширный класс минералов, включающий многие широко распространенные и важные в практическом отношении минеральные виды. Этот класс насчитывает около 300 минералов, составляющих около 17% массы земной коры.

Все устойчивые в условиях земной коры оксиды нерастворимы в воде и слабо поддаются выветриванию. К ним относятся оксиды железа, марганца, хрома, титана, олова, отчасти меди, циркония и др. Существуют оксиды простые и сложные (т. е. содержащие атомы нескольких элементов), безводные и гидроксиды. Безводные оксиды образуются преимущественно при эндогенных процессах. Они имеют высокую твердость, стойки к истиранию и характеризуются значительной плотностью. Этим минералам свойственна тенденция к образованию кристаллов. Оксиды, образующиеся на поверхности, чаще бывают мягкими и нередко встречаются в виде сплошных землистых скоплений, пленок, примазок и т. п.



Водные оксиды образуются в экзогенных условиях, при выветривании горных пород либо при отложении осадков в водоемах морского, озерного или болотного типа, из вод источников и т. п. Содержание воды в гидроксидах всегда значительно, но обычно непостоянно; при нагревании они теряют воду: частью уже при температурах ниже 110°C, частью при более высоких. Большинство оксидов – промышленно ценные рудные минералы; важнейшие металлы – железо, алюминий, хром, марганец, титан, олово, уран – в основном получают из их природных оксидов и гидроксидов.

*Корунд* –  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Содержит 53% Al. Часты различные примеси Cr, U, Fe, Ti. Название от инд. *коринд*, *корун*, обозначающего *наждак*. Теперь термин *наждак* относится к смеси корунда (60–70%) с магнетитом, гематитом, шпинелью и кварцем. Среди его драгоценных разновидностей различаются камни всех оттенков красного цвета, пурпурные, фиолетовые, желтые, зеленые, коричневые, черные. Окраска обусловлена примесями и включениями: примесь хрома придает фиолетово-красный цвет, никеля – желтый, ванадия – серо-зеленый, железа – розовый, коричневый, черный. Разновидности: *лейкосапфир* – бесцветный корунд, не содержащий примесей и включений; *звездчатые рубины* и *сапфиры* – с включениями рутила; *рубин* – красный; *сапфир* – синий; *восточный изумруд* – зеленый; *восточный топаз* – желтый. Древние арабы называли рубины и сапфиры *йакутом* (русское название – *яхонт*). Ювелирные разновидности редки. Корунд довольно распространен, иногда является породообразующим. Практическое значение имеет как высококачественный абразивный и огнеупорный материал. Прозрачные разновидности применяются в точном приборостроении и в ювелирном деле. Синтетический корунд с добавками хрома и железа получают в промышленных масштабах для квантовой электроники (лазеры), часовой, ювелирной промышленности.

*Кварц* –  $\text{SiO}_2$ . Разновидности: *горный хрусталь* – бесцветный и абсолютно прозрачный, *дымчатый кварц* (*раухтопаз*) – светло-бурый или светло-серый, *морион* – черный, *аметист* – фиолетовый, *цитрин* – лимонно-желтый, *авантюрин* – желтоватый, *празем* – зеленый, *волосатик* – горный хрусталь с включениями тонкоигольчатых кристаллов рутила и др. Скрытокристаллическая разновидность кварца микроволокнистого строения называется *халцедоном*. Халцедон с примесью глины и песка называется *кремнем*. Разновидности халцедона: *сапфирин* – голубовато-серый и синий, *сердолик*, или *карнеол*, – красный,

*сардер* – бурый, *плазма* – зеленая, *хризопраз* – яблочно-зеленый, *геллотроп*, *кровавый камень*, или *восточная яшма*, – зеленый, *окаменелое дерево* – сохраняет рисунок внутреннего строения древесины, *моховик* – с тонкими включениями зеленого хлорита, *агаты*: *радужный*, *облачный*, *руинный*, *крепостной*, *ландшафтный*. Кварц весьма широко распространенный минерал магматического и метаморфического происхождения, входящий в состав кислых магматических (граниты), многих метаморфических (гнейсы, кварциты) и осадочных (песчаники, пески) горных пород. При физическом выветривании горных пород кварц механически разрушается, превращаясь в угловатые, а по мере переноса текучими водами – во все более округлые и мелкие обломки. Кварц – ценное минеральное сырье: идет на изготовление ответственных деталей в оптических приборах, используется в генераторах ультразвука, в телефонной и радиоаппаратуре. В больших количествах потребляется стекольной и керамической промышленностью, в строительстве. С древнейших времен цветные разновидности кварца используются в ювелирном деле.

*Гематит* –  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  содержит примеси: до 11%  $\text{TiO}_2$ , до 14%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , до 8%  $\text{H}_2\text{O}$  (*гидрогематит*). Название от древнегреч. *haima* – кровь по густокрасному цвету порошка и черты. Один из наиболее часто встречаемых минералов. Гематитовые руды являются важнейшими рудами железа. Содержание железа в них 50–65%. Порошок чистого гематита используется в качестве минеральной краски, а также для полировки золотых изделий.

*Магнетит* –  $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_4$ , или  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ . Относится к подклассу сложных оксидов. Содержит 72,4% Fe. Характерны примеси Ti, Cr, реже Mg, Al. Синоним – *магнитный железняк*. Один из самых распространенных минералов. Магнетитовые руды, содержащие до 60% железа, представляют важнейшее сырье для выплавки чугуна и стали.

*Опал* –  $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ . Относится к группе гидроксидов кремния и является распространенным минералом. Некоторые разновидности опала используются в качестве ювелирных и поделочных камней. Горные породы (диатомит, трепел, опока), в которых опал является составной частью, используются для получения цемента, в качестве наполнителей при производстве пластмасс, сургуча, спичек и др.

*Лимонит* –  $m\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ . Относится к группе гидроксидов железа. Довольно широко распространен. Происхождение экзогенное. Часто отлагается в болотах, почвах, из вод минеральных источников, осаждается

в морях и озерах. Лимонит и другие гидроксиды железа, образующиеся в поверхностных условиях, устойчивы к выветриванию. Относится к бурым железнякам, которые являются одним из основных типов железных руд. Они легко и выгодно перерабатываются в доменном процессе, в связи с чем их месторождения являются промышленными при содержании уже 35–40% железа против 50–69% для магнетитовых и гематитовых руд. Лимонит используют для приготовления красок: желтой (охры) и красной (железный сурик).

**Класс карбонатов.** Карбонаты – соли угольной кислоты  $\text{H}_2\text{CO}_3$ . Широко распространены в природе, составляя около 1,7% земной коры (по массе). Известно около 80 минеральных видов этого класса. Карбонатные породы (известняки, мел, доломиты, мраморы) играют заметную роль в строении земной коры. Распространенность карбонатов обусловлена высоким содержанием в земной коре кислорода, углерода и связанных с ними металлов – Ca, Mg, Fe и Mn. Карбонаты других металлов (Cu, Pb, Zn, Co, Cd, Sr) встречаются реже.

В классе карбонатов различают безводные (простые и сложные) и водные карбонаты. Сложные карбонаты представляют собой двойные углекислые соли различных металлов; водные карбонаты (гидрокарбонаты) содержат гидроксил или кристаллизационную воду.

*Кальцит* –  $\text{CaCO}_3$  – безводный карбонат. Содержит примеси Mg, Fe, Mn, реже Zn, Sr, Ba и др. Синоним – *известковый шпат*. Разновидности: *исландский шпат* – бесцветные прозрачные кристаллы кальцита; *мраморный оникс* – полупрозрачный серый или бледно-зеленый тонкополосчатый; *атласный шпат* – жилковатый с шелковистым блеском; *бумажный шпат* – листоватый; *антраконит* – черный.

Кальцит – один из самых распространенных породообразующих минералов. Кальцит используется в строительстве, химической и металлургической промышленности. Различные формы углекислой извести применяются для известкования кислых почв. Исландский шпат употребляется в специальных оптических приборах, а разновидности – в ювелирном деле и как красивый отделочный и декоративный материал в строительстве.

*Доломит* –  $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$ . Относится к сложным карбонатам. Доломит – распространенный породообразующий минерал. Применяют доломит для получения огнеупорных материалов, в металлургии, как сырье в химической промышленности, стекольном производстве и в качестве удобрения.

*Малахит* –  $\text{Cu}_2[\text{CO}_3](\text{OH})_2$ . Относится к гидрокарбонатам. Содержит 71,9% CuO. Синонимы – *медная зелень*, *малахитовая зелень*.

Довольно широко распространенный минерал. Малахит – ценный поделочный и декоративный камень (вазы, шкатулки, колонны). Землистый малахит – сырье для красок (малахитовая зелень).

*Coda* –  $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ . Относится к гидрокарбонатам. Содержит 21,6%  $\text{Na}_2\text{O}$ , 15,4%  $\text{CO}_2$  и 63%  $\text{H}_2\text{O}$ . Синоним – *натрон*. Минерал распространенный. Происхождение экзогенное (в содовых озерах). В гипергенных (поверхностных) условиях неустойчива, легко растворяется и выносится грунтовыми водами. На воздухе быстро обезвоживается и белеет. Добыча соды велась в больших количествах с древнейших времен. В настоящее время соду получают искусственно. Применяется в производстве стекол, различных химикатов, в черной и цветной металлургии, в мыловарении, в алюминиевой, текстильной, нефтяной промышленности, при изготовлении искусственного шелка, технического клея и т. д. Гидрокарбонат  $\text{NaHCO}_3$  – питьевая сода – используется в пищевой промышленности и медицине.

**Класс фосфатов.** Известно свыше 230 минеральных видов этого класса. Фосфаты – соли ортофосфорной кислоты  $\text{H}_3\text{PO}_4$ . Образуются как при эндогенных процессах (в изверженных породах, пегматитах), так и при экзогенных (в том числе осадочных). Существуют простые и сложные, безводные и водные фосфаты. Формы выделения, окраска и другие физические свойства минералов рассматриваемого класса отличаются большим разнообразием. Твердость их обычно невысока, цвет и плотность широко варьируют в зависимости от катионного состава. Минералы легко растворяются в кислотах.

К этому классу относятся следующие минералы: апатит, вивианит, бирюза, аннабергит, эритрин, группа урановых слюдок (торбернит, отунит, карнотит) и др.

*Anatum* –  $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3(\text{Cl, F, OH})$ . Содержит 50,0% CaO, 42,3%  $\text{P}_2\text{O}_5$ , 7,7%  $\text{CaF}_2$ ; примеси – Mn, Sr,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , Th,  $\text{SiO}_2$ , As. Название от греч. *apate* – обман, так как апатит легко принять за берилл, диопсид, турмалин и др. Агрегаты и конкреции, состоящие в основном из апатита, кварца и содержащие также кальцит, халцедон, доломит, глаукоцит и др., образуют горную породу – *фосфорит*. Апатит распространен чрезвычайно широко. Апатит – камень плодородия. Из него изготавливаются ежегодно миллионы тонн ценнейших удобрений: суперфосфат, преципитат, термофосфат. Применяется также для получения

фосфора и его соединений, в металлургии, в стекольной промышленности.

*Вивианит* –  $\text{Fe}_3[\text{PO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ . Содержит 43% FeO, 28,3%  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Минерал средней распространенности. Происхождение экзогенное. Встречается в торфе, лесных почвах и болотной железной руде. Может применяться в качестве фосфорного удобрения. При большом скоплении используется как дешевая синяя краска.

**Класс сульфатов.** Сульфаты – соли серной кислоты  $\text{H}_2\text{SO}_4$ . Этот класс насчитывает около 190 минералов, составляющих около 0,1% земной коры (по массе). Основной структурной единицей сульфатов является тетраэдр  $[\text{SO}_4]^{2-}$ . Катионная часть представлена многими металлами (Ca, Ba, Sr, Mg, Na, K, Cu, Pb, Fe, Al и др.).

Различаются простые, сложные, а также водные сульфаты. Они образуются как при эндогенных (барит), так и при экзогенных (большинство сульфатов) процессах; в последнем случае следует различать сульфаты осадочного происхождения, отлагающиеся в усыхающих озерах, лагунах, заливах и т. п. (гипс, мирабилит и др.), и гипергенные сульфаты, образующиеся в зоне окисления рудных месторождений. К этому классу относятся следующие минералы: барит, целестин, ангидрит, гипс, мирабилит, алунит и др.

*Барит* –  $\text{BaSO}_4$ . Содержит 65,7% BaO, примеси Sr (иногда до 20%), Fe, Ca, Pb. Название происходит от греч. *barýs* – тяжелый. Синоним – *тяжелый шпат* (в связи с высокой плотностью). Минерал распространенный. Происхождение эндогенное, гидротермальное, также экзогенное – в морских осадках и при выветривании некоторых горных пород и сульфидных руд. Барит – основная руда бария и важное нерудное сырье. Главные области применения: утяжелитель глинистых растворов при бурении на нефть; наполнитель и утяжелитель в производстве резины и бумаги; сырье для производства высокосортных белил и других красок, а также солей бария, применяемых в медицине, кондитерской, кожевенной, оптической промышленности.

*Ангидрит* –  $\text{CaSO}_4$ . Содержит 41,2% CaO и 58,8%  $\text{SO}_3$ . Название от греч. «безводный». Ангидрит – минерал широко распространенный. Происхождение экзогенное (химический осадок соленосных бассейнов), реже гидротермальное. Используется для гипсования засоленных почв и как сырье для получения серной кислоты. В качестве поделочного камня имеет ограниченное применение в связи с увеличением объема при гидратации.

*Гипс* –  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ . Содержит 32,6% CaO, 46,5%  $\text{SO}_3$ , 20,9%  $\text{H}_2\text{O}$ . Название от греч. *hýpsos* – мел, известь. Гипс – минерал распространенный. Главный компонент горной породы, имеющей то же название. Происхождение экзогенное (химический осадок соляных озер и лагун). Соляная кислота на гипс не действует, что отличает его от сходных минеральных образований. В чистом виде гипс употребляется в скульптурном деле, для различных поделок, также в оптике. Широко применяется в строительном деле, цементной промышленности, при производстве бумаги, красок и эмалей, в металлургии, а также для гипсования щелочных почв и в медицине. Путем обжига (при температуре 140–180°C) гипса с последующим помолом получают гипс строительный (алебастр) – быстротвердеющее вяжущее вещество, применяемое главным образом для внутренних отделочных работ.

*Мирабилит* –  $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ . Состав: 19,3%  $\text{Na}_2\text{O}$ , 24,8%  $\text{SO}_3$ , 55,9%  $\text{H}_2\text{O}$ . Синоним – *глауберова соль*. Минерал средней распространенности. Происхождение экзогенное – выпадение из естественных рассолов в соляных озерах в зимнее время года при температуре ниже 6°C. В сухом воздухе легко теряет воду, превращаясь в белый порошок. От соды и других карбонатов натрия отличается отсутствием вскипания с HCl. Мирабилит – сырье в производстве соды, едкого натра, некоторых сортов стекла и краски; применяется также в медицине и ветеринарии.

**Класс галогенидов.** Галогениды (устаревшее название – галоиды) – солеобразные соединения, производные галогеноводородных кислот HCl, HF, HBr и HI. Класс галогенидов насчитывает свыше 50 минералов. Из этого класса наиболее распространены в природе хлориды и фториды металлов, т. е. соли соляной и фтористо-водородной (плавиковой) кислот.

Больше всего хлоридов содержится в воде морей и океанов, а также в составе современных осадков некоторых водоемов, расположенных в областях с жарким, засушливым климатом. В месторождениях ископаемых солей хлориды, преимущественно Na, K и Mg, образуют мощные залежи (каменная соль, калийные соли и т. д.) в толщах осадочных пород. Эндогенные хлориды в природе не встречаются.

По своему значению в жизни человека хлориды превосходят все другие минеральные виды (кроме воды); действительно, без поваренной соли (галита) человек не может существовать, а калийные соли являются важнейшими агрономическими рудами.

Хлориды Na, K и Mg сильно гигроскопичны, прекрасно растворимы в воде, характеризуются низкой твердостью и невысокой плотностью.

Фториды не образуют в земной коре столь крупных скоплений, как хлориды. Они встречаются главным образом в эндогенных условиях.

Из класса галогенидов наиболее часто встречаются в природе следующие минералы: галит, сильвин, карналлит (сложный хлорид K и Mg), флюорит и криолит (сложный фторид Na и Al).

*Галит* – NaCl. Содержит 39,4% Na и 60,6% Cl. Название от греч. *hális* – соль. Синонимы – *поваренная соль*, *каменная соль*. Широко распространен. Происхождение экзогенное (хемогенное), при осадочных процессах, а также при уплотнении подобных отложений (каменная соль). Залежи каменной соли в Беларуси имеют необычайно широкое распространение. Они установлены почти на всей Припятской впадине, где образуют огромный Припятский соленосный бассейн. Разрабатывается Мозырское месторождение, расположенное в 5 км к югу от Мозыря. В этом месторождении мощность пластов чистой каменной соли колеблется от нескольких десятков до нескольких сот метров.

Галит – важнейший пищевой продукт человека и животных (среднее потребление соли – 7–10 кг на 1 человека в год); обладая антисептическим свойством, является прекрасным консервирующим средством. Используется в химической промышленности (получение перекиси натрия, соды, едкого натра и других соединений натрия, а также металлического натрия, хлора, соляной кислоты и различных соединений хлора), в кожевенной промышленности, металлургии (как флюс), керамике, электро-технике, мыловарении, медицине и целом ряде других отраслей.

*Сильвин* – KCl. Содержит 52,5% K и 47,5% Cl. Назван по имени французского химика Сильвия де ла Баш.

Представляет собой бесцветные, красные, голубые, желтые зернистые массы. Встречается часто, но реже, чем галит. Происхождение главным образом экзогенное. Образуется при формировании осадков в водоемах, часто совместно с галитом. Горная порода, состоящая из сильвина и галита, называется *сильвинитом*. Сильвин – калийное удобрение, в меньшем количестве употребляется как сырье для получения калия и его соединений, применяемых в медицине, парфюмерии, пиротехнике, в кожевенной промышленности, фотографии, бумажном, лакокрасочном, стекольном, оптическом и других производствах.

*Флюорит* – CaF<sub>2</sub>. Содержит 51,2% Ca и 48,8% F. Синоним – *плавиковый шпат*. Флюорит – один из часто встречающихся минералов.

Используется как сырье для получения фтора и фтористых соединений, в керамике (при изготовлении эмалей и глазурей). Основная область применения (70% добычи) – металлургия, в качестве флюса для получения легкоплавких шлаков. Прозрачные бездефектные кристаллы флюорита (*оптический флюорит*) применяются в многочисленных приборах для ультрафиолетовой оптики, в том числе и в военной технике (в приборах ночного видения), в настоящее время выращиваются искусственно. Употребляется как поделочный камень.

**Класс нитратов.** Все природные нитраты (соли азотной кислоты HNO<sub>3</sub>) легко растворимы в воде и встречаются обычно в жарких пустынных местностях в виде современных экзогенных образований, часто связанных с жизнедеятельностью организмов. Наиболее распространены селитры – нитраты натрия и калия. Это мягкие белые или светлоокрашенные минералы, образующие зернистые массы, кристаллические корочки или выцветы, легко растворяющиеся в воде.

*Натриевая селитра* – NaNO<sub>3</sub>. Содержит 36,5% Na<sub>2</sub>O и 63,5% N<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Синонимы – *чилийская селитра* и *нитронатрит*. Минерал средней распространенности. Происхождение экзогенное, биогенное (главным образом за счет скоплений гуано и в связи с воздействием некоторых бактерий на азотсодержащие вещества или животные остатки). Важнейшее применение в качестве удобрения. В связи с изобретением промышленного способа получения азотных соединений (аммиака, азотной кислоты) синтетическим путем из азота воздуха в присутствии катализаторов значение природных минеральных нитратов резко снизилось.

*Калийная селитра* – KNO<sub>3</sub>. Содержит 53,5% K<sub>2</sub>O и 46,5% N<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Синонимы – *индийская селитра*, *нитрокалит*. Минерал средней распространенности. Происхождение экзогенное: продукт разложения различных органических остатков в сухих и жарких районах. Употребляется как двойное комплексное удобрение (кроме калия содержит 13% азота) для различных почв, особенно под чувствительные к хлору культуры (лен, картофель, табак, виноград), а также в производстве взрывчатых веществ и солей калия.

**Класс сульфидов.** Сернистые соединения (сульфиды) представляют собой соли сероводородной кислоты H<sub>2</sub>S и различных металлов (Fe, Cu, Pb, Zn, Hg, Ag, Co, Ni, Mo, Bi, Sb и др.). Образуют обширный класс минералов (около 200 видов) – один из наиболее важных для промышленности. По численности сульфиды занимают второе место после силикатов, но их содержание в земной коре незначительно (0,15% по массе).

Сульфиды могут состоять из одного металла и серы либо представлять собой соединения нескольких металлов с серой и одновременно с сурьмой, висмутом или мышьяком. В первом случае они носят название *простые сульфиды*, во втором – *сложные сульфиды* или *сульфосоли*. Большая часть сульфидов имеет общие признаки, которые сближают их между собой и отличают от минералов других классов: непрозрачность, металлический, реже алмазный блеск, сравнительно небольшая твердость, высокая плотность. Сульфидные минералы с алмазным блеском и нередко полупрозрачные с давних времен получили у горняков название *обманок* (цинковой, ртутной и др.). Сульфиды с металлическим блеском называются *колчеданами* или *блесками*.

Сульфиды образуются главным образом при эндогенных гидротермальных процессах, гидротермальных. Реже встречаются магматические (сульфиды меди, железа и никеля) и экзогенные (сульфиды меди, железа и др.). На земной поверхности сульфиды неустойчивы и легко окисляются с образованием различных вторичных продуктов (*охр*), представленных гидроксидами, карбонатами и сульфатами металлов, содержащихся в сульфидах.

*Пирит* –  $\text{FeS}_2$ . Содержит 46,5% Fe и 53,5% S. Название от греч. *pyrites* – обожженный огнем. Синонимы – *железный колчедан* или *серый колчедан*. Пирит – наиболее часто встречающийся сульфид; один из самых распространенных в земной коре минералов. На дневной поверхности быстро переходит в гидроксиды железа (гетит, лимонит и др.). Является главным видом сырья для производства серной кислоты. Остающиеся при обжиге железные «огарки» частично используются в черной металлургии или для изготовления красителей. В некоторых случаях из пиритов извлекают кобальт, золото.

*Галенит* –  $\text{PbS}$ . Содержит 87% Pb. Отмечаются примеси Ag (0,1% и больше). Название от древнелат. *galena* – свинцовая руда. Синоним – *свинцовый блеск*. В небольших количествах встречается часто, но крупные скопления, представляющие практический интерес как свинцовые месторождения, образует сравнительно редко. Важнейшая свинцовая руда; значительная доля мировой добычи серебра приходится на галенит.

*Сфалерит* –  $\text{ZnS}$ . Содержит 67% Zn. Часты примеси редких металлов – Cd (до 2,4%), In (до 0,1%), Ga, Ge, Tl. Синоним – *цинковая обманка*. Распространенный минерал, но промышленные концентрации редки. Сфалерит – один из наиболее промышленно важных рудных минералов (основной источник цинка, кадмия, индия, отчасти германия).

*Киноварь* –  $\text{HgS}$ . Содержит около 86% Hg. Синоним – *ртутная обманка*. Цвет ярко-красный. Встречается редко. Киноварь – почти единственный источник промышленного получения ртути и ее соединений.

*Халькопирит* –  $\text{CuFeS}_2$ . Содержит 34–36% Cu. Синоним – *медный колчедан*. Широко распространенный минерал. Халькопирит – главный минерал большинства типов медных руд.

**Класс самородных элементов.** Класс включает около 80 минералов, химический состав которых отвечает отдельным химическим элементам. В земной коре в самородном состоянии встречаются элементы, являющиеся химически инертными. Это прежде всего благородные металлы (Au, Ag, Pt и др.), некоторые цветные металлы (Cu, Hg, Bi, Pb), неметаллы (As, C, S), а также газы (O, N, He и др.). Многие из этих элементов встречаются в природе в форме нескольких структурных разновидностей (например, углерод в виде алмаза и графита).

Самородные металлы характеризуются сходными специфическими особенностями: наилучшей электро- и теплопроводностью, сильным металлическим блеском, очень высокой плотностью. Большая часть этих минералов химически весьма устойчива: они не разрушаются при выветривании, не истираются механически и из-за своей тяжести часто накапливаются в россыпях.

*Золото* – Au. Почти не встречается без примесей Ag или Cu. Название, по-видимому, от древнеславян. корня *сол* – солнце. Встречается в виде мелких неправильных зерен, чешуек, пластинок. В россыпях самородки иногда достигают нескольких десятков килограммов. Наиболее крупный самородок золота «Плита Холтермана» найден в Австралии (285 кг, вместе с кварцем). Цвет минерала меняется от содержания Ag от золотисто-желтого до серебристо-белого. От примеси меди самородное золото приобретает розоватый оттенок. Твердость 2,5–3. Очень тяжелое – плотность 19,3. Выделяют несколько разновидностей (тяжелых растворов) золота: *серебристое золото* (25–50% Ag), *электрум* (>50% Ag), *палладистое золото* (*порнецит*), *медистое золото*.

Золото – драгоценный металл. Естественные свойства золота – однородность, делимость, сохраняемость, портативность (большая стоимость при небольшом объеме и массе) – делали его на протяжении длительных исторических периодов наиболее подходящим для роли всеобщего эквивалента, т. е. денег. В качестве денег золото употреблялось еще за 1500 лет до н. э. в Китае, Индии, Египте и др. Обращалось

в форме слитков и монет. В 1976 г. Международным валютным фондом была закреплена демонетизация золота (лишение монет силы законного средства платежа и обращения). Золото широко используется в ювелирном деле, применяется в химической промышленности, точном приборостроении, электротехнике, зубо врачебном деле и др.

*Серебро* – Ag. Часты примеси Au и Hg. Название от славян. *сѣрп* (по блеску – серп луны). Известно давно, как и золото. Относится к благородным металлам. Наилучший проводник электричества.

Серебро встречается реже самородного золота, так как легче образует соединения с другими элементами. Самородное серебро составляет примерно 20% от всего добываемого серебра, которое используется в сплаве с медью для чеканки монет и серебряных изделий, в ювелирном деле, в кинофотопромышленности, электротехнической, электронной промышленности. Серебро обладает бактерицидными свойствами: ионы  $\text{Ag}^+$  стерилизуют воду.

*Сера* – S. Часто встречается в химически чистом виде сплошными массами. Хороший тепло- и электроизолятор. Легко окисляется с образованием  $\text{H}_2\text{SO}_4$  и сульфатов, преимущественно гипса. Сера широко используется в серно-кислотной, целлюлозно-бумажной, спичечной, кожевенной, резиновой, красочной, стекольной, цементной промышленности. Употребляется для производства взрывчатых веществ, для борьбы с болезнями растений.

*Алмаз* – C. По химическому составу соответствует чистому углероду лишь бесцветный алмаз. Цвет обусловлен примесями Si, Mg, Ca, Al, Fe, Ti и др. Название происходит от греческого слова, означающего «непобедимый, непреодолимый». По условной шкале Мооса твердость 10. В действительности алмаз в 150 раз тверже корунда и в 1000 раз – кварца. В кислороде воздуха сгорает, превращаясь в угольную массу. При прокаливании в отсутствие воздуха переходит в графит. Редкий минерал, особенно в коренных месторождениях, несколько чаще встречается в россыпях. Происхождение магматическое (вероятно, в условиях весьма высоких температур и больших глубин – около 200 км).

Алмаз относится к драгоценным камням I класса. Цена его зависит от массы, прозрачности и чистоты. Для взвешивания алмазов и других драгоценных камней I класса употребляется особый разновес, называемый каратным. Масса одного метрического карата (кар) – 0,2 г. Масса известного крупнейшего в мире алмаза «Куллинан» равна 3106 кар. «Сырые» алмазы подвергаются огранке и шлифовке. Наиболее

ценный вид граненого алмаза – *бриллиант*. Мелкие и непрозрачные алмазы употребляются главным образом при бурении твердых пород, в абразивной, металло- и камнеобрабатывающей промышленности. С середины 50-х гг. XX в. получают синтетический алмаз из графита и углеродсодержащих веществ в условиях высокого давления и температур, который используется в основном для технических нужд.

*Графит* – C. Название происходит от греч. *graphō*. Является наиболее распространенной и устойчивой в земной коре модификацией углерода. Хороший проводник электрического тока. При процессах выветривания не изменяется. Используется в производстве плавильных тиглей, в литейном деле, при изготовлении электродов, щелочных аккумуляторов, карандашей. Графит получают также искусственно – нагреванием антрацита без доступа воздуха. Блоки из чистого искусственного графита используют в ядерной технике, в качестве покрытия для сопел ракетных двигателей.

**Класс органических и искусственных соединений.** В отличие от минералогии неорганических соединений минералогическая систематика органических веществ разработана недостаточно. Все минералы этого класса не являются строго индивидуальными с определенной химической формулой, но представляют собой сплошные смеси соединений углерода, преимущественно с водородом, азотом, кислородом и серой, образование которых связано с жизнедеятельностью организмов. Характерными свойствами всех органических материалов являются их способность гореть, невысокая твердость. Эти соединения образуются почти исключительно в экзогенных условиях и представлены ископаемыми смолами, битумами, гумусовыми соединениями. Органическое происхождение имеют также каменный уголь, нефть, горючие сланцы, которые, однако, представляют собой настолько сложные механические смеси различных компонентов, что их лучше рассматривать уже не как минералы, а как горючие породы. В этот класс минералов кроме органических соединений отнесены условно и образования, создаваемые человеком искусственным путем (шлаки – доменный, мартеновский, различные породы и др.), для которых также не разработана минералогическая систематика.

*Янтарь* –  $\text{C}_{10}\text{H}_{16}\text{O}$  (формула приблизительная). Состав непостоянный и зависит от того, смолой какого дерева является минерал. Помимо углеводов иногда содержит примесь S. Название от литов. *gintaras* –

ископаемая смола. Известен с глубокой древности. Греки называли его электрон, откуда и произошло название «электричество».

Редкий минерал, но в некоторых местах распространен. Происхождение – твердая ископаемая смола некоторых хвойных деревьев. Крупнейшее в мире месторождение янтаря находится на побережье Балтийского моря (Калининградская область). В Беларуси находки янтаря в виде окатанных или угловатых обломков размером до 3 см, изредка величиной с кулак, встречаются с древних времен в антропогенных отложениях на территории Гомельской, Брестской, Гродненской и Минской областей. Имеются перспективы выявления залежей янтаря на западе и юге Беларуси (Брестская, Гродненская области), где содержащий янтарь палеогеновые пески залегают на глубине 30–80 м.

Употребляется для изготовления украшений, трубок, мундштуков и пр. Идет на производство янтарной кислоты, лака и изоляторов. Представляет большой научный интерес в палеонтологии как прекрасная среда для захоронения в неповрежденном состоянии ископаемых насекомых, листьев, цветков и др.

**3.3.5. Горные породы.** Изучением горных пород занимается отрасль геологии – *петрография* (от греч. *petros* – камень, скала), или *петрология*, – наука о горных породах, их минералогическом и химическом составе, структуре и текстуре, условиях залегания, закономерностях распространения, происхождении и изменении в земной коре и на поверхности Земли. Некоторые исследователи к петрографии относят только описание горных пород, а к петрологии – генетическую часть, т. е. происхождение и изменение.

Горные породы прочно вошли в практическую деятельность человека с глубокой древности – с момента, когда он научился обтесывать камень для примитивного орудия или для постройки жилища. На протяжении веков человек открывал все новые и новые ценные свойства природного камня. Это коснулось самых распространенных типов горных пород – глины, песка и податливых на обработку известняка и туфа, которые постепенно стали основой строительства. Новые строительные материалы, используемые ныне, – стекло, цемент, бетон, строительная керамика – это также переработанные горные породы: кварцевые пески, кварциты, пегматиты, глины, известняки, мергель, гравий и т. д. Украшением фасадов зданий и их внутренних помещений, станций метро служит облицовка из полированного гранита, габбро, лабрадорита, мрамора, кварцита. Такие горные породы, как нефть, уголь,

торф, горючие сланцы, представляют собой основу топливно-энергетических ресурсов человечества. Фосфориты, глауконитовые породы, калийные соли представляют собой наиболее важные агрономические руды.

Известно около 1000 видов горных пород. В основу современной петрографической классификации положен генетический принцип; он дополняется классификационными признаками, относящимися к химическому и минералогическому составу горных пород, их структурно-текстурной характеристике и физическим свойствам. По происхождению наиболее распространены в природе магматические, осадочные и метаморфические горные породы.

**Магматические горные породы.** Магматические горные породы подразделяют на *интрузивные* (от лат. *intrusio* – внедрение, вторжение), или *глубинные*, и *эффузивные* (от лат. *effusio* – разлитие), или *излившиеся*. Интрузивные горные породы образуются в недрах земной коры в условиях повышенного давления и при очень медленном остывании горячей магмы. Они обычно имеют ярко выраженную кристаллическую структуру. Эффузивные же образуются в результате остывания вылившейся на поверхность Земли магмы-лавы в условиях низкого давления и быстрой отдачи тепла и газовых компонентов в атмосферу; поэтому для них характерно скрытокристаллическое и аморфное строение.

В состав магматических горных пород входят многие химические элементы, главнейшими из которых являются O, Si, Al, Fe, Ca, Mg, K, Na, Ti, H. По содержанию кремнезема ( $\text{SiO}_2$ ) магматические горные породы подразделяют на ультраосновные (<44%), основные (44–53%), средние (53–64%) и кислые (64–78%).

Главными минералами магматических пород являются силикаты и алюмосиликаты: полевые шпаты, кварц, слюды, амфиболы, пироксены, оливин; в составе лав существенную роль играет вулканическое стекло. В качестве примесей могут присутствовать оксиды, фториды, фосфаты и минералы иного состава.

**Гранит.** Название от лат. *granum* – зерно. Относится к группе кислых (содержание  $\text{SiO}_2 > 65\%$ ) горных пород. Гранит – наиболее широко распространенная горная порода магматического происхождения. Предполагают, что гранит занимает 30% гранитного слоя земной коры, располагаясь в его верхней части. Состав: полевые шпаты – 60–65% (ортоклаз и плагиоклаз, причем первый преобладает), кварц – 25–30% и темнокрасные минералы – 5–10% (главным образом слюды, значительно реже

роговая обманка). Цвет серый, желтоватый, розовато-серый до розового и мясо-красного. Твердость высокая. Средняя плотность 2,6.

Если содержание кварца в породе не превышает 15–25%, а из полевых шпатов преобладают плагиоклазы и увеличивается количество темноцветных минералов, порода называется *гранодиоритом*.

Гранит используется в строительстве в виде щебня, бутового камня, плит, брусков, мостовых опор и др., а также как облицовочный материал и в скульптуре. В Беларуси известны два доступных для эксплуатации месторождения гранитов и подобных им горных пород (гранодиоритов, диоритов и др.): возле д. Глушковичи (Лельчицкий район Гомельской области), где они выходят на поверхность (запасы составляют около 64 млн. м<sup>3</sup>); Микашевичское (Лунинецкий район Брестской области), где граниты и гранодиориты залегают на глубине 7–53 м с запасами около 480 млн. м<sup>3</sup>; эксплуатируется оно с 1975 г.

*Липарит* является излившимся (вулканического происхождения) аналогом гранита. Главные минералы: плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, асбест и темноцветные минералы (биотит, роговая обманка). Порода плотная или пористая. Цвет белый, желтоватый, светло-серый, иногда розоватый. Порода твердая. Плотность около 2,6. Липарит – строительный камень. Некоторые разновидности используются как декоративный материал.

*Диорит* относится к группе средних (содержание SiO<sub>2</sub> 52–65%) горных пород. Является магматической интрузивной породой. Состоит в основном из среднего плагиоклаза (50–60%) и роговой обманки (30–35%), иногда авгита и биотита, реже кварца (*кварцевый диорит*). Цвет серый, темно-серый до черного, иногда с зеленоватым оттенком. Порода твердая, прочная. Плотность 2,7–2,9. Имеет ограниченное распространение в природе: подгруппа диорита составляет 1,8% от массы магматических горных пород. Используется как строительный материал, а некоторые разновидности являются декоративными.

*Андезит* является излившимся аналогом диорита. Состоит в основном из плагиоклаза, авгита, других минералов и вулканического стекла. Кварц не характерен. Андезиты обычно встречаются вместе с базальтами, но главное различие между ними в химическом составе. Цвет серый до темно-серого. Твердость высокая. Плотность 2,3–2,7. Андезит вместе с базальтом образует главную массу излившихся пород в области древнего и современного вулканизма. Используется как кислотоупорный материал и в качестве строительного камня.

*Габбро* относится к группе основных (содержание SiO<sub>2</sub> 45–52%) горных пород. Состоит преимущественно из плагиоклаза серого и светло-серого цвета. На долю зеленоцветных минералов (пироксен, роговая обманка, биотит, оливин) приходится от 30 до 50% объема породы. Кварца нет. Порода твердая и очень прочная. Плотность 2,8–3,2. Являясь глубинной магматической породой, габбро залегает ниже базальтов. Габбро применяется как строительный камень и облицовочный материал.

*Базальт* – излившаяся основная порода, которая по химическому составу и минералогическим особенностям является прямым аналогом интрузивных пород подгруппы габбро. Неизменные базальты – это темно-серые, почти черные, вязкие и твердые породы. Плотность 2,5–3. Во внутренних и отчасти в нижних горизонтах мощных базальтовых потоков (покровов), где скорость застывания была меньше, нередко залегают полнокристаллические мелко- и даже среднезернистые разновидности базальтов – *долериты*. Происхождение вулканическое. Базальты и долериты – широко распространенные лавовые продукты подводных и наземных извержений современных и древних вулканов. Занимают огромные площади дна океанов и обширные территории материков. Базальт используется в камнелитейной промышленности, а также как ценный строительный, облицовочный, электроизоляционный и кислотоупорный материал.

**Осадочные горные породы.** *Осадочной породой* называют геологическое тело, возникшее из продуктов физического и химического разрушения горных пород в результате химического осаждения и жизнедеятельности организмов или того и другого одновременно. В отличие от магматических пород они являются вторичными.

Осадочные горные породы залегают на поверхности Земли, занимая до 75% ее площади и составляя около 10% массы земной коры. На территории Беларуси их мощность колеблется от нескольких десятков до 3000–5000 м. Только в одном месте, как было упомянуто раньше, они отсутствуют (около д. Глушковичи Лельчицкого района), где на поверхность выходят магматические породы типа гранитов докембрийского периода (свыше 570 млн. лет назад).

Отличительная особенность многих осадочных пород – слоистое и нередко пористое строение. Довольно часто осадочные породы содержат остатки животных и растительных организмов. Химический состав осадочных горных пород близок к составу магматических,



но в них содержится большее количество окисного железа, а не закисного, преобладает калий над натрием и повышено содержание воды, углекислоты и углерода.

По минеральному составу изверженные и осадочные породы существенно различаются. Многие минералы магматического происхождения оказываются неустойчивыми в условиях земной поверхности и переходят в другие, устойчивые для зоны выветривания минералы (например, полевые шпаты – в глинистые минералы). Такие минералы, как гипс, галит, сильвин, имеют типично осадочное происхождение. По происхождению осадочные породы подразделяют на обломочные, хемогенные, биохимические и органогенные.

**Обломочные горные породы.** Обломочные породы возникли в результате механического разрушения каких-либо пород и накопления образовавшихся обломков. По составу обломочные породы, встречающиеся на территории Беларуси, в значительной мере являются магматическими и метаморфическими породами докембрийского возраста, принесенными антропогенными ледниками с территории Скандинавского полуострова. При перемещении ледниками обломки различных по крепости пород по-разному обрабатывались ледниками. Более устойчивые окатывались до округлых форм. Менее твердые истирались до мелких обломков, вплоть до песчаных и глинистых частиц. По величине обломков эти породы делятся на грубообломочные (псефиты), среднеобломочные, или песчаные (псалемиты), мелкообломочные, или пылеватые (алевриты), и глинистые (пелиты).

**Грубообломочные** породы, или *псефиты* (от греч. *psephos* – мелкий камень, галька), состоят из обломков более 2 мм в поперечнике. В зависимости от формы и размеров обломков они подразделяются: на глыбы и валуны – соответственно угловатые и окатанные обломки размером свыше 200 мм; щебень и гальку – при размерах обломков от 200 до 10 мм; дресву и гравий – при размерах обломков от 10 до 2 мм.

В Беларуси валуны используются в качестве строительного камня. Наиболее крупные скопления валунов, имеющие промышленное значение (200–500 м<sup>3</sup>/га), известны в некоторых районах Минской и Гродненской областей, а также встречаются в отдельных местах Витебской области.

**Пески** залегают в виде слоев и линз среди других осадочных пород и являются продуктами физического и химического выветривания различных горных пород, длительного и многократного перемыва и

сортировки обломочного материала текучими водами или морским прибоем и отложения на дне водоемов. На пески приходится около половины объема покровных (антропогенных) образований Беларуси. Из песков на территории Беларуси сложены в основном водно-ледниковые формы рельефа и эоловые холмы.

**Пылеватые** породы, или *алевриты* (от греч. *aleuron* – мука), представляют собой скопления мелких частиц размером от 0,05 до 0,01 мм. Цементированные. К алевритам относят лёсс и лёссовидные породы.

**Лёсс.** Название от нем. *Loss* – обрыв, в связи со способностью породы образовывать специфические формы рельефа – устойчивые отвесные обрывы, глубокие каньоны с вертикальными стенками. Пылеватая порода, состоящая из неразличимых невооруженным глазом мелких обломочных частиц, преимущественно из кварца и полевого шпата. Легкий, пористый (пористость до 59%), светло-желтый или светло-бурый. Без усилия истирает пальцами в тонкий порошок; при этом присутствие песчинок не чувствуется. Под действием HCl вскипает. Лёсс – результат накопления в течение многих тысячелетий пылеватого материала, поднимаемого в воздух и переносимого на громадные расстояния ветрами пустынь и песчаными бурями в условиях жаркого климата. Почва, образующаяся на лёссе, обладает при искусственном орошении большим плодородием.

**Лёссовидные породы.** По сравнению с типичными лёссами имеют меньшую пористость, нередко слоистое строение и бывают менее однородны по размеру слагающих их частиц. В ряде случаев в этих породах отсутствуют карбонаты кальция (не вскипают от HCl).

В Беларуси распространены лёссовидные породы (лёссовидные суглинки и супеси) водно-ледникового, озерно-аллювиального, делювиального и другого происхождения. Они занимают около 14% территории Беларуси (Днепровско-Сожское междуречье, водораздел Днепра и Друти, склоны Минской, Новогрудской и Оршанской возвышенностей, склоны Копыльской и Мозырской гряд).

По размеру в лёссовидных породах преобладают пылеватые частицы (до 60–85%); песчаных частиц (крупнее 0,05 мм) – 15–30%, глинистых (мельче 0,005 мм) – 5–60%. Минеральный состав: кварц, полевые шпаты, слюды, ильменит, циркон, апатит, гидрослюда, каолинит и др.

На лёссовидных породах при нарушении правил агротехники легко образуются овраги; эти породы быстро поддаются эрозии. Почвы,

сформировавшиеся на лёссовидных породах, обладают высоким плодородием.

**Глинистые породы**, или *пелиты* (от греч. *pēlós* – глина), – одни из самых распространенных осадочных пород вообще; они слагают более 50% площади, занятой осадочными породами. Глинистые породы состоят из частиц менее 0,01 мм и имеют землистый облик. Главные минералы: каолинит, гидрослюды, монтмориллонит и другие глинистые минералы. Характерные примеси: глауконит, хлорит, гидроксиды железа, алюминия, кремния. Глины с преобладанием частиц меньше 0,005 мм называют *жирными*, а когда в их состав входит значительное количество песчаных частиц – *тощими* (песка > 30%).

На территории Беларуси глинистые породы на поверхности встречаются редко (на долю глинистых почв приходится около 21% объема осадочных пород республики). В Беларуси из глинистых пород известны залежи легкоплавких, тугоплавких, огнеупорных глин и каолина.

**Суглинок**. Примесь песчаного материала в суглинках составляет от 25 до 50%. Через *супеси* (*глинистые пески*) суглинки связаны постепенными переходами с песками. Суглинок образуется на склонах в результате размыва верхних частей склонов временными потоками и переотложения легкообломочного и глинистого материала в нижних частях склонов и у подножья. Распространение почти повсеместное. В пределах Беларуси встречаются моренные и водно-ледниковые суглинки в основном в северной и центральной частях.

**Хемогенные и биохимические горные породы**. Хемогенные породы представляют собой осадки, выпадающие из водных, преимущественно истинных растворов – вод морей, океанов, озер и других бассейнов – химическим путем, т. е. в результате химических реакций или пересыщения растворов, вызванного различными причинами.

К биохимическим породам относятся породы, образовавшиеся в ходе химических реакций при участии микроорганизмов, а также породы, которые могут иметь двойное происхождение: химическое и биогенное. Разделение рассматриваемых пород на группы проводится в соответствии с их химическим и минеральным составом.

К хемогенным породам относится группа галогенидных пород, сложенных преимущественно галогенидами натрия и (или) калия – галлит и сильвинит.

**Каменная соль (галлит)**. Названа по минеральному составу. Состоит из галита. В виде примесей могут присутствовать гипс, ангидрит

(до 30–40%), сильвин, битумы, глинистые частицы, оксиды и гидроксиды железа и др. Представляет собой химический осадок, образовавшийся в бессточных соляных озерах и замкнутых морских бассейнах вследствие интенсивного испарения воды в условиях сухого и жаркого климата. В Беларуси залежи каменной соли приурочены к девонским отложениям, сформировавшимся около 400 млн. лет назад. Соленосные отложения расчленяются на нижнюю и верхнюю соленосные толщи. Нижняя распространена только в центральной и юго-восточной частях Припятской впадины. Мощность ее колеблется от 60–200 до 1000 м. Верхняя соленосная толща распространена по всей Припятской впадине. Глубина ее залегания колеблется от 320 до 2500 м, мощность – от нескольких сот метров до 3000 м и более. Белорусская каменная соль представлена главным образом кристаллически-зернистым галитом, окрашенным в розоватый, бурый, грязно-серый и другие цвета.

**Сильвинит** состоит из агрегата сильвина и галита. Минеральные примеси: ангидрит, доломит, магнезит, карналлит, глинистый и обломочный материал и др. Цвет розовый, красный различных оттенков – от светлых оранжевых до темных ржавых или сургучных. Образуется подобно каменной соли. На территории Беларуси разведаны три месторождения калийных солей: Нежинское, Петриковское и Старобинское. Нежинская калиеносная площадь расположена к востоку от Старобинского месторождения, в 10 км к югу от г. Любань Минской области. Петриковское месторождение открыто в 1966 г. Город Петриков с железнодорожной станцией располагается в центральной части обширной площади этого месторождения. Старобинское месторождение открыто в 1949 г. и разрабатывается с 1963 г. комбинатом «Беларуськалий». Калийные соли месторождения заключены в каменной соли, образуя четыре калийных горизонта. Состоят они в основном из сильвина. В виде примесей в калийных солях встречается карналлит, в небольшом количестве содержится галит и глинисто-карбонатный материал.

Среди биохимических горных пород выделяются группы кремнистых, карбонатных и фосфатных (фосфоритов) пород.

**Кремень** – порода кремнистой группы. Представляет собой очень плотный агрегат кремнезема – халцедона и кварца с примесью опала, гидроксидов железа, органического вещества и остатков кремнистых скелетов морских организмов. Цвет разнообразный: от белого до бурого и даже черного (примесь органического вещества). Залегает в виде пластов, прожилков и линз в толщах известняков, доломитов, реже

мергелей, глин и песчаников. Образуется в результате осаждения кремнезема из морской воды на дне водоема. В Беларуси часто встречается в мергельно-меловых породах, образовавшихся в меловой период.

*Яшма* – порода кремнистой группы. По составу – агрегат халцедона и кварца. Встречаются остатки морских животных с кремнистым или известковым скелетом. Порода каменная, очень плотная. Твердость высокая. Окраска яркая, однородная или изменчивая в одном куске. Распространены красные, коричневые, желтые, розовые, фиолетовые, черные, зеленые, серые до белых тона. Залегает в виде слоев, линз, мощных толщ.

*Группа карбонатных пород.* Доля карбонатных пород среди осадочных толщ в земной коре составляет от 14 до 20%. Главными представителями их являются известняки, доломиты, мергели – смешанные глинисто-карбонатные и карбонатно-глинистые породы. Осадочные карбонатные породы могут иметь не только биохимическое, но и хемогенное происхождение.

*Известняк.* Назван по составу (главный компонент – углекислая известь  $\text{CaCO}_3$ ). Состоит из кальцита. Обычные примеси: доломит, кремнистое вещество, песчаный и глинистый материал, битумы. Многие известняки содержат остатки раковин или иных скелетов морских организмов. Порода каменная, прочная, иногда бывает землистая, слабосвязанная (мел). Цвет обычно белый, серый и черный – вследствие примеси углистого вещества или битума, желто-бурый – в связи с примесью гидроксидов железа, зеленоватый – из-за примеси глауконита. Бурно вскипает от  $\text{HCl}$ .

*Мел* имеет органогенно-химическое происхождение. Это продукт совместного накопления на дне водоема илоподобного химического карбонатного осадка и остатков известковых скелетов микроорганизмов. В районах залегания известняков часто развиваются карстовые явления.

В Беларуси мел и мергельно-меловые породы широко распространены в отложениях верхнемелового возраста (около 80 млн. лет назад). Коренные залегания этих пород находятся в восточной части Могилевской и на северо-востоке Гомельской области.

*Доломит* состоит в основном из минерала доломита; второстепенные компоненты: кальцит, магнезит, кварц, халцедон и др.; минералы-примеси: гидроксид железа и марганца, гипс, флюорит, органическое вещество, глинистые минералы и др. Порода каменная, прочная.

Твердость средняя. Цвет желтовато-бурый, иногда серый, при обильной примеси органических веществ – темно-серый до черного.

По происхождению может быть подуктом химического осаждения из воды в озерах или морских бассейнах в условиях сухого, жаркого климата. В Беларуси доломиты широко распространены среди осадочных образований верхнедевонского периода (около 370 млн. лет назад). Залегают на значительной глубине. Только в Витебской области они подходят близко к поверхности. В русле Западной Двины доломиты образуют длинные порожистые перекаты, затрудняющие судоходство. В Могилевской (Славгород) и Минской (Шпаковщина, Дукора) областях доломиты встречаются в толще четвертичных отложений в виде небольших глыбообразных массивов, т. е. являются «отторженцами», принесенными ледниками. В настоящее время разрабатывается месторождение Левая Руба, расположенное в 12 км по течению от Витебска. Доломитовая толща залегает на глубине от 2 до 10–15 м. Мощность ее изменяется от 25–30 до 85–100 м. В состав доломитов входят:  $\text{CaO}$  24–33%;  $\text{MgO}$  15–22%;  $\text{SiO}_2$  0,3–6%. Плотность 2,65–2,89. Запасы 159 млн. т.

*Группа фосфатных пород (фосфоритов).* Фосфоритами называются осадочные горные породы, содержащие  $\text{P}_2\text{O}_5$  5–34%. Имеют биохимическое происхождение. Состоят преимущественно из минералов группы апатита. Примеси: кальцит, доломит, опал, халцедон, кварц, глауконит, пирит, глинистые минералы, органические остатки, различные обломочные зерна и др. Цвет белый (чистые фосфориты), желтоватый, зеленоватый, бурый до черного (в связи с разнообразными примесями).

В Беларуси фосфориты обнаружены возле Мстиславля и Кричева. Фосфориты широко применяются для производства фосфорных удобрений (суперфосфата, фосфоритовой муки и др.), а также для получения фосфорной кислоты и ее солей.

*Органогенные горные породы.* Они включают так называемые *каустобиолиты* (от греч. *kaustós* – горячий, *bios* – жизнь, *lithos* – камень). Этим термином обозначаются ископаемые горючие материалы, которые имеют большей частью органическое происхождение, т. е. построены преимущественно из окаменевших в разной степени переработанных и разложившихся остатков растений и микроорганизмов. К каустобиолитам относятся горючие сланцы, торф, ископаемые угли, природные битумы (озокерит, асфальт и др.), нефть и природный горючий газ.

Соответственно каустобиолиты делятся на твердые, жидкие и газообразные.

*Торф.* Название от араб. *turab* – земля (отсюда нем. *Torf*). Структура обычно волокнистая. Состоит из остатков растений, в разной степени разложившихся; присутствуют гумусовые вещества. Содержание углерода – около 60%, водорода – 20%, зольность – до 50% – данная величина условно принята для разделения торфа и оторфованной минеральной породы. Цвет желтый или бурый до черного. Торф обычно кусковый, слабо связанный, легко ломается руками. Твердость низкая. В сухом состоянии очень легок (плотность объемная 0,70–0,75). Горюч. Теплотворная способность 4500–6500 ккал/кг.

В зависимости от состава растений-торфообразователей и условий торфообразования различают три типа торфа – низинный, переходный и верховой, среди которых выделено 39 видов торфа (гипновый, осоковый, осоково-гипновый, тростниковый, сфагновый, сосново-сфагновый, пушицево-сфагновый и др.).

Происхождение торфа биогенное. Образуется в болотах в процессе естественного отмирания и неполного разложения болотных растений в условиях недостатка кислорода и избыточного увлажнения. Наиболее благоприятная обстановка для образования мощных накоплений торфа создается в условиях умеренного климата, в районах с избыточным увлажнением. Торф – единственный вид природного минерального топлива, запасы которого непрерывно возобновляются. Рост торфяников составляет в среднем 1–2 мм в год, что означает увеличение запасов сухого торфа в 2 т на 1 га.

На территории Беларуси общая площадь торфяников составляет около 2,5 млн. га, или 12% всей площади. Максимальная мощность торфяной залежи – 11 м (Ореховский мох, Пуховичский район). Возраст торфяных залежей колеблется в пределах от 4 до 12 тыс. лет. Запасы торфа составляют около 2,3 млрд. т.

Содержание в торфе многих классов органических соединений – битумов, гуминовых веществ, азотосодержащих компонентов, легкогидролизуемых и водно-растворимых соединений и др. – позволяет широко использовать торф для производства органических и органоминеральных удобрений, ростовых веществ и биостимуляторов, кормовых дрожжей и углеводородных примесей, фильтров, сорбентов и красителей древесины, торфяного воска, лекарственных средств, продуктов для бытовой химии, полиграфии, на подстил скоту и т. п. Торф –

распространенный вид топлива местного значения, потребляемый в виде кусков или брикета.

*Бурый уголь.* Назван по цвету. Отличается хорошей сохранностью фрагментов растений, обычно очень мелких, различных лишь под микроскопом. Состоит главным образом из гуминовых кислот с примесью углеводов и высокомолекулярных углеродных веществ. Содержание углерода – 67–75%, водорода – около 5%, сумма кислорода и азота – от 17 до 80%. Цвет коричневый от светлого (рыхлые разности) до весьма темного оттенка, также черный (плотные разности). Твердость низкая. Плотность 1,1–1,2. Горит. Теплотворная способность 5–6 тыс. ккал/кг. Залегаёт слоями, пластообразными залежами, линзами. Происхождение биогенное. В ряду ископаемых углей бурый уголь представляет сравнительно низкую степень метаморфизма растительных остатков, следующую за образованием торфа. Бурый уголь занимает переходное положение между торфом и каменным углем. В ходе дальнейшей углефикации бурые угли превращаются в каменные угли.

На территории Беларуси бурые угли выявлены в юрских (около 150–200 млн. лет назад) и неогеновых (от 2 до 25 млн. лет назад) отложениях. Юрские угли установлены в нескольких пунктах (Боровская залежь, Лельчицкий район; Червоноозерская залежь, Житковичский район) Припятской впадины. В основном это небольшие залежи в песчано-глинистых отложениях, вскрытые на глубинах 115–465 м. Мощность их обычно не превышает 1 м.

Бурые угли неогенового возраста широко распространены в Белорусском Полесье. Наибольшее количество буроугольных залежей выявлено в Брестской области (Брестский и Кобринский районы). Мощность их обычно небольшая, лишь в отдельных участках достигает 65–75 м. Располагаются залежи на глубине от 35 до 65 и реже 100 м. Теплотворная способность бурых углей изменяется в границах 3705–5868 ккал/кг. Бурые угли неогенового возраста обнаружены также в Петриковском районе Гомельской области, в районе Красной слободы (юг Минской области) и в 3 км к юго-востоку от г. Житковичи. Последняя залежь может эксплуатироваться открытым способом, так как лежит на глубине от 24 до 34 м и имеет максимальную мощность около 16 м с балансовыми запасами бурого угля 46,1 млн. т.

Бурый уголь – энергетическое топливо и ценное химическое сырье. При переработке бурых углей методом сухой перегонки получают

полукокс, до 20% первичных смол (дегтя), горючий газ. Из буроугольной смолы вырабатывают горючий воск.

*Горючий сланец* состоит из органического вещества (до 70%) и минеральных (глинистых, известковистых и др.) примесей. Цвет темно-каштановый, темно-серый, черный. Твердость средняя и низкая. Легко загорается от спички и горит коптящим пламенем, испуская своеобразный запах, напоминающий запах битума (жженой резины). Тепло-творная способность 2700–3500 ккал/кг.

Образуются горючие сланцы на дне морей, лагун из гумифицированных органических остатков (планктона) с некоторым количеством растений в условиях ограниченной циркуляции воды и воздуха. Накапливающаяся органоминеральная масса постепенно уплотняется и преобразуется в горючие сланцы.

В Беларуси горючие сланцы залегают в отложениях верхнего девона (свыше 360 млн. лет назад) на территории Полесья (Туровский, Любанский и Старобинский участки). На данных участках горючие сланцы залегают на глубине от 80 до 480 м. Мощность пластов до 2 м. Запасы достигают 2 млрд. т. Предполагается путем термического разложения горючих сланцев получать сланцевое масло и газ, а также газовый бензин, бензол, толуол, ксилол, этилен, пропилен и другие продукты. Горючие сланцы Беларуси – потенциальная сырьевая база для развития энергетики, химии и производства строительных материалов.

*Сапропель*. Название от греч. *sapρός* – гнилой; *pēlós* – грязь, ил. Представляет собой рыхлое, илистое органоминеральное отложение пресноводных озер, содержащее более 15% органических веществ. Образуется в результате совместного осаждения на дне озер органических продуктов распада и минеральных веществ (соединения кремния, кальция, магния, алюминия, железа и др.). Основными источниками накопления органических веществ служат планктонные организмы. Цвет оливковый, черный, серый, голубой, розовый.

Наиболее часто сапропелевые отложения встречаются в озерах Витебской области, значительно реже в других областях. В Беларуси зарегистрировано около 350 сапропелевых залежей с общими запасами до 1,5 млрд. м<sup>3</sup>. Мощность сапропелевого ила колеблется от 1–2 до 3–5 м. В отдельных случаях она достигает 20 м (оз. Святое в Сенненском районе).

Сапропели используются в качестве удобрения для полей, как минерально-витаминная подкормка для скота и птицы, а также в медицине, строительной и химической промышленности.

*Нефть*. Название неизвестного происхождения. Имеет вид маслянистой жидкости и представляет собой смесь различных углеводородов с небольшим содержанием азотистых, сернистых соединений и минеральных примесей. Содержит углерода 84–86%, водорода 12,5–14,5%, сумма кислорода, азота и серы 0,5–4%. Цвет от черного до красновато- и зеленовато-черного, реже буро-красный до светло-оранжевого. Плотность 0,79–0,93. Нерастворима в воде. При содержании 62% и более твердых углеводородов нефти называются *парафиновыми*. Теплотворная способность нефти от 10 400 до 11 000 ккал/кг.

Нефть – органогенная горная порода. Исходным материалом для ее образования является сапропель. Опускание осадочных пород с органическими остатками на большие глубины, воздействие на этих глубинах высоких температур и давлений и каталитическая роль самих вмещающих пород, ускоряющая реакции распада и химической переработки органических веществ, – таковы основные условия развития процесса формирования нефти. Она залегают обычно в сводных частях куполообразных складок, где находится в порах и трещинах осадочных горных пород (песчаники, некоторые известняки). Выше таких складок залегают пласты непроницаемых пород (глинистых), препятствующих подъему нефти и способствующих ее накоплению.

В Беларуси месторождения нефти находятся в отложениях верхнего девона, в основном на территории Речицкого и Светлогорского районов Гомельской области. Всего разведано 18 месторождений. Нефть залегают на глубине от 1945 до 4350 м с мощностью продуктивных горизонтов от нескольких метров до 100 м. Промышленная разработка первого в Беларуси – Речицкого месторождения началась в мае 1965 г.

Нефть используют издавна (с VI тысячелетия до н. э.). Это важнейшее энергетическое топливо современной индустрии и основной вид сырья многих отраслей промышленности, производящих полимерные и синтетические материалы. Всего из нефти сейчас получают изделия более 700 наименований.

**Метаморфические горные породы.** Метаморфизм происходит на различных глубинах в земной коре в интервале температур от 100 до 900°C под давлением от 100 до 10000 атм, которое создается массой вышележащих толщ горных пород. При метаморфизме происходит перекристаллизация любых магматических и осадочных пород, оказывающихся

в глубинных зонах земной коры в результате проявления тектонических процессов.

Процессы метаморфизма охватывают длительные периоды геологического времени и могут происходить в огромных толщах горных пород земной коры, сложенных комплексом разнообразных, например глинистых, песчаных и карбонатных, пород. Характер минералов-новообразований в каждой из них, естественно, различен и связан с химическим составом исходной горной породы. При накоплении осадочных пород мощностью до 14 км их нижние слои испытывают огромное давление с одновременным повышением температуры, что вызывает перекристаллизацию всего материала. В результате из глин образуются сначала сланцы, а затем *гнейсы*, напоминающие по составу гранит. Из песков в присутствии соединений железа сначала образуются *песчаники*, а затем *кварциты*. Кварциты и гнейсы сохраняют слоистое строение, характерное для исходных осадочных пород. Известняки при перекристаллизации образуют *мрамор*.

*Мрамор* (от греч. *marmaros* – блестящий камень) образуется в результате перекристаллизации и метаморфизма известняков и доломитов. Разнообразен по окраске, нередко с красивым узором. Является ценным облицовочным и строительным материалом.

На территории Беларуси метаморфические горные породы докембрийского возраста повсеместно перекрыты мощной толщей (до 5000 м и более) осадочных горных пород. Представлены метаморфические горные породы гранитизированными гнейсами, амфиболитами и кристаллическими сланцами. Общая мощность толщи этих пород превышает 10 км, а возраст определяется в  $(2600 \pm 100)$  млн. лет.

## Глава 4. ГЕОДИНАМИКА

### 4.1. Общая характеристика геодинамических процессов

Все изменения и преобразования Земли и ее недр – результат проявления различных геодинамических процессов. Некоторые из них протекают бурно и совершаются прямо на глазах человека, а другие действуют медленно и постоянно в течение длительного промежутка времени.

*Геодинамика* (от греч. *dynamis* – сила) – отрасль геологии, изучающая силы и процессы в земной коре, мантии и ядре Земли, обуславливающие

глубинные и поверхностные движения масс во времени и пространстве. Геодинамика изучает также явления и процессы, связанные как с нерегулярными, хаотическими и другими импульсами в земных глубинах, так и с воздействиями внеземных факторов (движение комет, падение метеоритов и др.).

Геодинамические процессы исследует также тектоника (от греч. *tektonikós* – относящийся к строительству), или геотектоника, – отрасль геологии, изучающая развитие структуры земной коры и ее изменения под влиянием тектонических движений и деформаций, связанных с развитием Земли в целом.

Геологические, или геодинамические, процессы подразделяют на две большие группы: эндогенные (от греч. *éndon* – внутри, *genés* – рождающий, рожденный) и экзогенные (от греч. *éxō* – вне, снаружи). *Эндогенные* процессы проявляются под воздействием энергии, возникающей в недрах Земли. К ним относятся тектонические процессы, магматизм, метаморфизм, сейсмическая активность. *Экзогенные* процессы происходят на поверхности Земли или в самых верхних частях земной коры; обусловлены главным образом энергией солнечной радиации, силой тяжести и жизнедеятельностью организмов. К ним относятся: выветривание, деятельность ветра, атмосферы, поверхностных и подземных вод, морей и океанов, озер и болот, ледников, различных космических тел и человека.

В результате эндогенных процессов формируются различные крупные неровности рельефа, возникают разломы, по которым происходит перемещение отдельных частей земной коры. Экзогенные процессы направлены на размыв, разрушение и сглаживание различных неровностей, созданных эндогенными процессами. Под влиянием внутренних и внешних геологических сил благодаря круговороту веществ земная кора и рельеф земной поверхности непрерывно изменяются. Взаимодействие этих сил происходит на протяжении всей истории земной коры.

### 4.2. Эндогенные геодинамические процессы

**4.2.1. Тектоника литосферных плит.** *Тектоника литосферных плит*, или *новая глобальная тектоника*, – это теория о горизонтальном перемещении литосферных плит. Впервые гипотезу о дрейфе континентов выдвинул немецкий метеоролог и геофизик Вёгнер Альфред

Лотар (1880–1930) в работе «Происхождение континентов и океанов», опубликованной в 1915 г. Основываясь на изучении флоры, фауны и геологических особенностей Южной Америки и Африки, сочетания их береговых линий, хотя и разделенных ныне Атлантическим океаном, Вегенер пришел к заключению, что эти континенты в далеком прошлом составляли одно целое. Это же он установил в отношении Австралии, Индии и Южной Африки, на территории которых имеются идентичные геологические признаки одновременного древнего оледенения. Вегенер объяснял дрейф континентов влиянием центробежных сил, возникающих при вращении Земли вокруг своей оси, что оказалось неубедительным, и потому гипотеза его не получила признания.

В 1950–60-е гг. были проведены обширные исследования океанического дна. Непрерывной записью с помощью эхолотов было установлено, что дно глубоких океанов и морей отнюдь не представляет собой углубления в земной коре со спокойным рельефом, в которых накоплены, как предполагалось огромные массы осадков, смытых с континентов в течение длительного геологического времени. На океаническом дне обнаружили огромные хребты, глубокие рвы, крупнейшие вулканы и крутые обрывы.

Особенно в этом отношении интересным является Атлантический океан, в котором точно по середине располагается Срединно-Атлантический хребет. Он возвышается примерно на 2,5 км над наиболее глубокими частями океанического дна, расположенными к востоку и западу от него. На большей части протяжения хребта как раз по осевой линии проходит рифт, т. е. ущелье с крутыми склонами. В северной части Атлантического океана Срединно-Атлантический хребет, поднимаясь над поверхностью океана, образует остров Исландия, расположенный между островом Гренландия и Скандинавским полуостровом.

Срединно-Атлантический хребет является частью почти непрерывной системы хребтов, которая протягивается через все океаны. Она окружает антарктический континент, заходит двумя ветвями в Индийский океан до Аравийского моря, простирается в восточной части Тихого океана вдоль берегов Южной Америки до Мексики. При измерении магнитных полей океанического дна магнитомерами в направлении, поперечном Срединно-Атлантическому хребту, был установлен симметричный зebroобразный узор магнитного поля. Причем полосы с нормальной намагниченностью, т. е. соответству-

ющие ориентировке современного магнитного поля Земли, чередуются с полосками, намагниченными противоположным образом. Аналогичное явление было обнаружено в нескольких различных местностях, и не только на дне океанов, но и на континентах. В результате ученые пришли к заключению, что магнитное поле Земли в течение геологического времени неоднократно меняло свою полярность.

По известным данным различных обращений напряженности земного магнитного поля, установленным в результате анализа горных пород на суше, был определен возраст горных пород океанического дна. От оси хребта, точнее от океанического разлома, где возраст равен нулю, в одну и другую сторону возраст горных пород увеличивается. С глубин Земли в осевых частях океанических хребтов поступает лава, которая намагничивается при застывании в твердую породу и равномерно распределяется по обе стороны от срединного разлома. Таким образом происходит раздвиг и образование океанического дна.

Скорость образования океанического дна, вычисленная по магнитным аномалиям (полоскам), составляет в основном несколько сантиметров в год. Даже при столь медленном процессе океаническое дно любого из существующих мировых океанов значительно моложе континентов. В связи с настоящим обновлением океанического дна в океанах накапливается сравнительно мало различных осадков, образующихся в самих океанах и поступающих с континентов в огромных количествах.

Успехи в изучении океанического дна в 50–60-е гг. XX в. и привели к созданию глобальной геотектонической теории – тектоники литосферных плит, которая сформулирована в 1968 г. группой американских геологов и геофизиков. Согласно теории тектоники плит, верхняя часть Земли состоит из отдельных блоков, называемых литосферными плитами и образующих сравнительно жесткую внешнюю оболочку Земли. Каждая из плит простирается на глубину до 100 км. В настоящее время насчитывают десять средних и больших плит и значительное число плит меньшего размера (рис. 13).

Верхняя часть плит состоит из океанической и континентальной коры, намертво прикрепленных друг к другу, или только из океанической коры (Тихоокеанская плита). Остальная нижняя часть каждой плиты представлена верхней мантией.



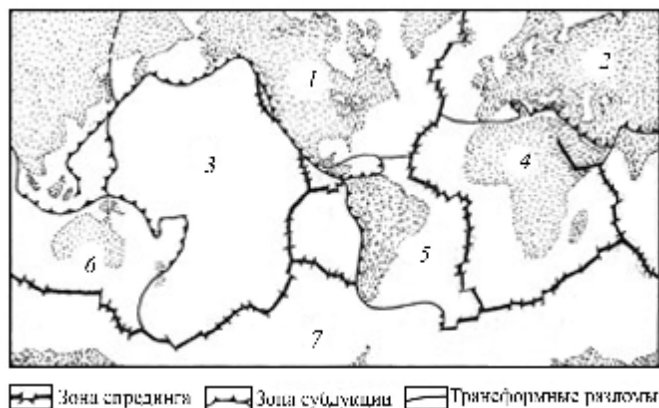


Рис. 13. Схематическое расположение главных литосферных плит:  
1 – Северо-Американская; 2 – Евразийская; 3 – Тихоокеанская; 4 – Африканская;  
5 – Южно-Американская; 6 – Индо-Австралийская; 7 – Антарктическая

Перемещения плит обусловлены тем, что внутренняя часть Земли имеет высокую температуру и может пластически деформироваться и течь. На глубине около 100 км температура достигает таких значений, при которых горные породы могут плавиться. Это обеспечивает минимальное трение между относительно жесткой литосферой и подстилающей ее мантией. В настоящее время факт перемещения литосферных плит не подлежит сомнению, так как легко устанавливается с помощью спутников. Путем измерения расстояния между точками, расположенными на разных плитах, можно установить их взаимное перемещение и даже определить его скорость.

Силы, передвигающие литосферные плиты, все еще до конца неизвестны, но энергия, требующаяся для перемещения, исходит из самой Земли. Тепло, оставшееся от первоначального горячего состояния, и тепло, образующееся при радиоактивном распаде урана и тория, переносится из глубин Земли путем медленной конвекции к поверхности. Эти конвективные токи тепла и пониженное сцепление между горячей мантией и более холодной жесткой литосферой, вероятно, и обуславливают движение плит.

При движении литосферные плиты в одних местах расходятся в стороны (*зона спрединга*), в других они сталкиваются, а в некоторых местах скользят друг возле друга. В наибольшей степени внутренние

геодинамические процессы (вулканизм, землетрясения, горообразование, метаморфизм) проявляются у границ между плитами. Расходящиеся границы плит встречаются преимущественно в океанах. В таких местах в земной коре образуются глубокие трещины, называемые рифтами. В рифтах магма, поднимающаяся из мантии, охлаждается и застывает. Обычной горной породой, образующейся в таких условиях, является базальт, что объясняет петрографический состав океанического дна.

В результате поднятия вещества мантии и сопутствующих термодинамических процессов возникают океанические хребты. По мере того как вновь образовавшаяся кора отодвигается от хребта, она сжимается, уплотняется и опускается на меньшую высоту. Поэтому при продвижении от океанического хребта к местам более древних частей океанического дна, далеко отстоящих от района раздвига плит, глубина океана увеличивается примерно в два раза (рис. 14).

Современные океанические хребты образовались в местах предшествовавшего появления рифтов внутри континентов. Вначале на континенте образуется глубокая, с крутыми стенками долина. По мере увеличения раздвига возникает рифт. Внедрившийся в рифт базальт раздвигает континентальную кору, состоящую из менее плотных пород. Континентальная кора раскалывается на две части. В рифт внедряется море, как зародыш нового океанического бассейна. По такой схеме, вероятно, протекал этот процесс около 180 млн. лет назад, когда начал раскрываться Атлантический океан, отделяя Европу и Африку

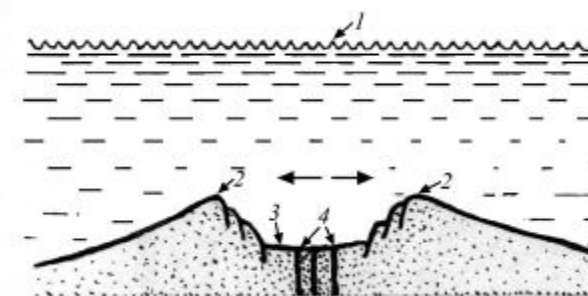


Рис. 14. Схематический поперечный разрез через среднеокеанический хребет (зона спрединга – расхождения литосферных плит):  
1 – уровень океана; 2 – приподнятая часть хребта; 3 – рифтовая долина;  
4 – проводники, через которые магма изливается из мантии на океаническое дно



от Северной и Южной Америки. В наше время примером такого раскола может служить Восточно-Африканская рифтовая долина. Начальные этапы расщепления континента можно наблюдать в Красном море, где Африка отделяется от Саудовской Аравии вдоль линии, являющейся продолжением системы хребтов Индийского океана.

Разница в плотности горных пород океанической коры и коры континентов, сложенной из менее плотных пород по сравнению с базальтом, является причиной различия их высот над уровнем моря.

В рифтах океанических хребтов непрерывно образуется новое океаническое дно и симметрично отходит в одну и другую сторону от разлома. Поэтому география океанических бассейнов изменяется гораздо быстрее по сравнению с очертаниями берегов континентов, сохраняющих свои внешние особенности и узнаваемость на протяжении длительных промежутков геологического времени.

Измеренные скорости раздвига около современных океанических хребтов колеблются от 1–2 до 20 см в год. Даже если принять наименьшую скорость в 1 см, то путем несложного расчета получим, что за 100 млн. лет может образоваться океанический бассейн шириной в 1 тыс. км.

Литосферные плиты плотно прилегают друг к другу без каких-либо промежутков. Увеличение размеров литосферных плит в зонах расширения (спрединга) может компенсироваться только за счет их разрушения в других местах, так как объем Земли не изменяется, что доказано наблюдениями. Участки столкновения плит называются *зонами субдукции* (погружения, подныривания одной плиты под другую). На поверхности Земли зоны субдукции отмечаются глубокими океаническими рвами (желобами) и активными вулканами (рис. 15).

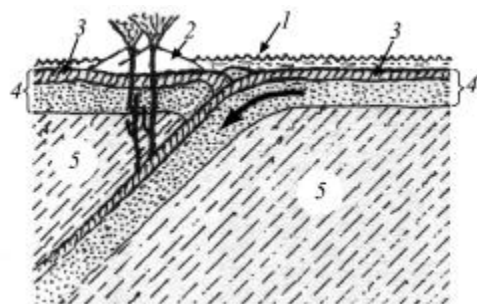


Рис. 15. Схематический поперечный разрез зоны субдукции:  
1 – уровень океана; 2 – вулканы; 3 – океаническая кора; 4 – литосферные плиты; 5 – мантия

Процесс субдукции развивается, вероятно, из-за различия в плотности горных пород. Более плотная

океаническая кора подныривает под менее плотную и легкую кору континентов и почти бесследно исчезает в глубинах Земли. Поэтому дно океанов всегда значительно моложе континентов. Отдельные части континентов имеют возраст около 4 млрд. лет, а самые древние части океанического дна не старше 200 млн. лет.

Для зон субдукции характерны не только активная вулканическая деятельность, но и частые

землетрясения, очаги которых отображают путь погружающейся в мантию океанической коры вплоть до глубины в 700 км (рис. 16).

Землетрясения возникают в силу того, что погружающиеся в горячую мантию части океанической коры остаются более холодными и даже на больших глубинах настолько хрупкими, что в них могут возникать трещины, порождающие землетрясения. Кроме того, минералы, слагающие океаническую кору, при погружении оказываются в условиях высоких давлений и температуры, становятся неустойчивыми и разрушаются внезапно, образуя более плотные минералы, резко изменяя при этом свой объем.

Самые крупные и разрушительные землетрясения происходят вдоль зон субдукции, где два гигантских куска земной коры, каждый толщиной около 100 км, сталкиваются друг с другом и причем одна плита погружается под другую.

Во всех субдукционных зонах Земли активный вулканизм проявляется в местах, где погружающаяся океаническая кора достигает глубины около 150 км. На этой глубине разрушаются водосодержащие минералы, образовавшиеся в результате контакта горных пород с морской водой. Выделившаяся вода понижает температуру плавления окружающих горных пород, и образующаяся магма выталкивается давлением к поверхности Земли. При этом растворенная в магме вода

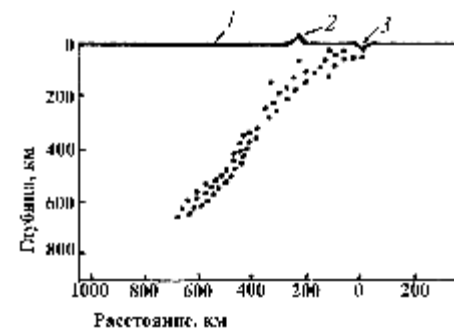


Рис. 16. Положения очагов землетрясений (изображены точками), зафиксированных под желобом Тонга в юго-западной части Тихого океана (море Фиджи):  
1 – морское дно; 2 – активный вулкан;  
3 – желоб Тонга (зона субдукции)

и другие летучие компоненты в ответ на понижение давления, выделяясь из магмы, быстро расширяются, вызывая бурный вулканизм.

Зоны субдукции действуют до тех пор, пока океаническая кора полностью не опустится в глубины Земли. Континентальная кора с ее низкой плотностью не может подвергнуться процессу субдукции. Происходит столкновение двух континентов, разделенных ранее океаном. В результате на месте столкновения образуются огромные горные системы (рис. 17).

Примером такого процесса из недавнего, по геологическим меркам, прошлого является образование Гималаев. После раскола материка Гондвана, который располагался на южном полюсе, отделившись от него Индо-Австралийская плита начала движение на северо-запад, в сторону Азии, со скоростью более 10 см в год. Возникла зона субдукции, где океаническая кора океана Тэтис начала погружаться под Азию. После закрытия океана Тэтис около 55 млн. лет назад началось столкновение Индии и Азии.

Хотя после столкновения скорость перемещения Индии резко снизилась, по мере продвижения ее на север части континентальной коры Индии были задвинуты под кору Азии, а другие части вытеснены вверх. Образовалось обширное, самое высокое Тибетское плоскогорье и высочайшая горная система на Земле – Гималаи. При столкновении произошла, вероятно, подвижка Азии против часовой стрелки и образовался рифт, в котором располагается озеро Байкал. Сжатие между двумя континентами продолжается и в настоящее время, о чем свидетельствуют многочисленные разрушительные землетрясения, происходящие за тысячи километров от района столкновения.

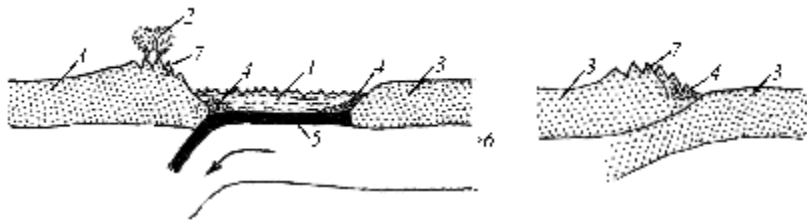


Рис. 17. Схема процесса субдукции, приводящего к закрытию океанического бассейна и столкновению континентов с образованием горной системы:

1 – океан; 2 – действующие вулканы; 3 – континентальная кора; 4 – океанические осадки; 5 – океаническая кора; 6 – литосферная плита; 7 – горная система

Места взаимного скольжения, где нет ни схождения (сближения), ни расхождения (раздвиг) литосферных плит, получили название трансформных разломов. Примером такого явления служит разлом Сан-Андрас в Калифорнии (США). Для трансформных разломов также характерно проявление сейсмической активности.

Сейсмическая активность приурочена преимущественно к границам литосферных плит. Однако во внутренних частях некоторых плит существуют действующие вулканы. Так, внутри Тихоокеанской плиты, вдали от ее краев, очень много островов, имеющих вулканическое происхождение. Цепь островов и подводных погасших вулканов простирается на запад от Гавайских островов к Алеутскому желобу. В направлении от ныне активных вулканов Гавайских островов на запад и северо-запад абсолютный возраст пород этих вулканов увеличивается (рис. 18).

Резкий изгиб цепи около 45 млн. лет назад свидетельствует об изменении направления движения Тихоокеанской плиты. В 1963 г. канадский геофизик Тьюзо Уилсон предположил, что указанная цепь вулканов возникла в поверхностной литосферной плите в результате проявления какой-то древней и глубоко укорененной локальной структуры в мантии, т. е., как сейчас считается, в результате деятельности мантийных столбов – неподвижных источников вулканического материала, которые поднимаются из глубин мантии. Их современные проявления называются «горячими точками». Эти столбы, по-видимому, возникают на больших глубинах, возможно даже на границе между ядром и мантией. Многие из них очень долго сохраняют свою активность. Так, самые древние вулканы в цепи Гавайских островов насчитывают

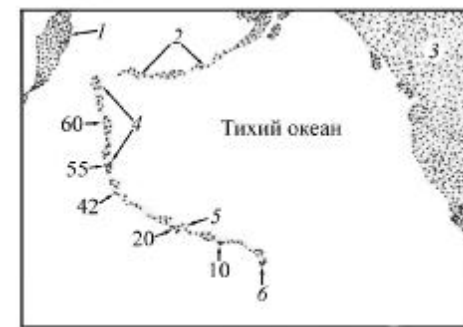


Рис. 18. Результат деятельности мантийного столба (горячей точки) в Тихом океане:  
1 – полуостров Камчатка; 2 – Алеутские острова;  
3 – Северная Америка; 4 – Императорские подводные вершины; 5 – Гавайский хребет;  
6 – Гавайи (активные вулканы);  
10–60 – абсолютный возраст горных пород в миллионах лет

около 80 млн. лет. Острова Таити и остров Пасхи в Тихом океане, острова Реюньон и Маврикий в Индийском океане и вообще большая часть островов во всех океанах Земли образовались в результате деятельности мантийных столбов.

Большинство геологов убеждено, что тектоника литосферных плит действовала приблизительно так же, как и в наше время, миллиарды лет и даже, вероятно, с самого начала истории Земли.

Современные данные свидетельствуют о том, что древние материки и несущие их литосферные плиты не занимали на земной поверхности строго фиксированного положения. Концепция тектоники литосферных плит предусматривает их перемещение в пространстве как по широте, так и по долготе, а также вращение, следствием чего являлось эволюционное изменение земной коры: раскрытие и закрытие океанических бассейнов, образование океанической коры и ее уничтожение в зонах субдукции, а также горообразование. Изменения земной коры прослеживаются в течение довольно длительного времени в истории Земли. Имеются свидетельства о существовании около 1,6 млрд. лет назад суперматерика Пангея-1, который состоял из целого ряда континентальных массивов – прообразов будущих материков. Существование такого гигантского материка предполагает наличие не менее грандиозной океанической впадины – далекого прообраза Тихого океана.

Начало распада Пангеи-1 приходится на послеперотерозойское время (около 1 млрд лет назад). К этому времени относится образование крупного межконтинентального океанического бассейна – Палеотетиса, разделившего в широтном направлении суперматерик Пангея-1 на Лавразию и Гондвану. Лавразия включала в основном современные континенты северного полушария и располагалась в низких широтах возле экватора. Суперматерик Гондвана, в который входили Африка, Антарктида, Индия, Австралия и Южная Америка, располагался в районе южного полюса.

В раннем палеозое около 500 млн. лет назад в центре Лавразии начал формироваться Уральский палеоокеан. Его раскрытие продолжалось примерно 120 млн. лет. Как предполагается, ширина этого океанического бассейна могла достигать 1500 км. К этому времени относится существование Палеоазиатского океана шириной до 4000 км, разъединяющего суперматерик Лавразия на отдельные континентальные фрагменты.

Последующее время в геологической истории Земли характеризуется столкновением литосферных плит с образованием к концу позднего палеозоя (около 250 млн. лет назад) огромного континента Пангея-2, простирающегося от полюса до полюса и омываемого Палеотихим океаном.

В результате столкновения литосферных плит при образовании суперматерика Пангея-2 сформировался ряд горных систем. К началу поздней перми (около 268 млн. лет назад) все пространство между Восточно-Европейской и Сибирской платформами оказалось спаянным воедино с образованием Уральских гор и существующей поныне монолитной Евразийской литосферной плиты.

В позднем триасе (около 220 млн. лет назад) начался распад суперконтинента Пангея-2. В середине ранней юры (около 200 млн. лет назад) раскрылась Центральная Атлантика и в то же время происходило раскрытие океана Тетис, внедряющегося с востока и разделяющего Пангею-2 на Лавразию и Гондвану. Раскрытие Южной Атлантики приходится на начало мелового периода (около 140 млн. лет назад). К этому же периоду приурочено формирование Индийского океана, что в конечном счете привело к обособлению Африки, Австралии и Индостана.

В начале кайнозойской эры около 60 млн. лет назад Австралия отделилась от Антарктиды и произошел полный распад Гондванского суперконтинента. В это же время Северная Америка начала удаляться от Евразии, в связи с чем образовались северная часть Атлантического океана и Северный Ледовитый океан, ознаменовавшие раскол Лавразийского суперконтинента.

В целом для кайнозойской эры характерны разобщение континентов в южном полушарии, которое стало преимущественно океаническим, и концентрация их в северном. В результате столкновения Индии с Евразией образовались Гималаи. Столкновение Африкано-Аравийской плиты с Евразией после закрытия океана Тетис в олигоцене (около 30 млн. лет назад) привело к образованию альпийских горно-складчатых сооружений.

Не так давно даже геологи не могли понять, почему существуют вулканы, например, в Японии или почему в центре России тянутся Уральские горы. Теория тектоники литосферных плит позволила ответить на эти и другие вопросы.

Нынешний облик рельефа Земли является результатом перемещения литосферных плит. Теория тектоники литосферных плит хорошо

объясняет расположения всех структур земной коры в настоящем и в геологическом прошлом и, кроме того, обладает предсказательной функцией. Согласно прогнозу известных ученых Р. Дица и Дж. Холдена, в течение последующих 50 млн. лет Антарктида останется на своем прежнем месте, но может немного развернуться по часовой стрелке; Индийский и Атлантический океаны (в особенности южная часть Атлантики) по-прежнему будут увеличиваться в размерах за счет Тихого океана; Австралия продвинется к северу и вплотную подойдет к Евразийской плите; на восточном побережье Африки произойдет отделение части континентального массива, а дрейф этого материка к северу приведет к закрытию Бискайского залива и фактическому уничтожению Средиземноморского бассейна.

Количество выделяемого тепла в глубинах Земли, движущего литосферные плиты, частично образующегося радиоактивным распадом, а частично сохранившегося со времени образования Земли, медленно уменьшается, но так постепенно, что те геологические процессы, которые оно питает, будут, вероятно, продолжаться в их современной форме еще миллиарды лет, может быть до самых последних дней нашей планеты. Океанические бассейны будут возникать и исчезать, континенты – сталкиваться, создавая горные хребты, которые затем снова будут снесены процессами эрозии.

**4.2.2. Магматизм и вулканизм.** *Магматизм* – это процесс выплавления магмы, ее дальнейшего развития, перемещения, взаимодействия с твердыми горными породами и застывания с образованием магматических горных пород. Различают *глубинный*, или *интрузивный*, магматизм, когда магма не пробивается через горные породы на поверхность Земли и застывает на некоторой глубине в земной коре, и *эффузивный* магматизм, или *вулканизм*, когда расплавленное вещество «магма-газы», растворы и жидкие вещества по трещинам изливаются на поверхность Земли, образуя вулканы.

Магматические горные породы, образовавшиеся из магмы, играют огромную роль в строении земной коры. *Магма* (от греч. *magma* – густая мазь) – это расплавленная масса преимущественно силикатного состава, образующаяся в глубинных зонах Земли. Глубина отдельных очагов – камер магмы различна и достигает 200 км. Температура в них порядка 1000°C.

*Вулкан* (от лат. *vulcanus* – огонь, пламя) – это геологическое образование, возникающее над каналами и трещинами в земной коре,

по которым на земную поверхность извергаются лава, пепел, горячие газы, пары воды и обломки горных пород. Вулкан обычно представляет собой конусообразную гору различной высоты. Потухший вулкан им. Мушкетова имеет высоту всего лишь 100 м, знаменитый Везувий в Италии, являющийся действующим, – 1277 м, действующий вулкан Ключевская Сопка на Камчатке – 4750 м и является наиболее высоким и самым активным в Евразии. За 270 лет произошло более 50 сильных извержений этого вулкана, последнее из которых было в 1972–1974 гг. Самый высокий из подводных вулканов расположен на дне Тихого океана между Новой Зеландией и островами Самоа и имеет высоту 8555 м. Вершина его находится на глубине 360 м от поверхности океана. Некоторые высокие вулканы покрыты вечным снегом.

Основными частями вулкана являются (рис. 19): *магматический очаг*, расположенный в земной коре или верхней мантии; *жерло* – выводной канал, по которому магма поднимается к поверхности; *конус* – возвышенность на поверхности Земли из продуктов выброса вулкана; *кратер* – углубление в виде воронки или чаши на поверхности конуса вулкана.

Считается, что на суше располагается около 800 вулканов. На дне же Мирового океана их значительно больше. Только на дне Тихого океана насчитывается свыше 10 тыс. вулканов.

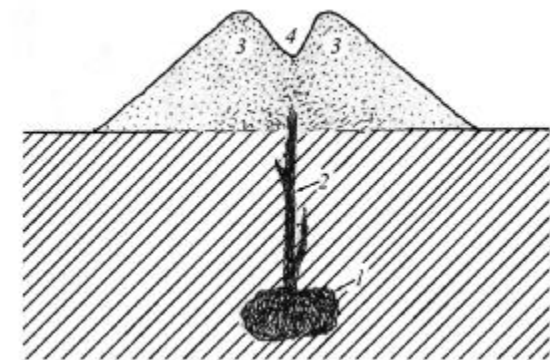


Рис. 19. Схематический разрез вулкана:  
1 – очаг; 2 – жерло; 3 – конус; 4 – кратер

Вулканы подразделяют на *действующие* и *недействующие* (*потухшие*). Подобное подразделение весьма условно. Извержения вулканов трудно поддаются учету, так как огромное их число расположено на дне океанов. Часто вулкан, бездействовавший в течение нескольких тысячелетий, относили к потухшим, а он вдруг начинал проявлять себя. Везувий (юг Италии) и Безымянный вулкан (Камчатка) были спокойными несколько столетий, вулкан Бандай (о-в Хонсю, Япония) находился в покое более 1000 лет. Эти вулканы перешли из группы недействующих в группу действующих.

Извержения вулканов разделяют на три фазы. Начальная – первая фаза сопровождается иногда землетрясением и выбросами газов. Основной фазой активности вулкана считается вторая, когда изливается лава. Лава (от итал. *lava*) – магма, вышедшая на поверхность и уже сильно дегазированная, т. е. потерявшая значительную часть газообразных продуктов. Третью – последнюю фазу затухания активности называют постмагматической, для нее характерно выделение газов и водяных паров.

Продукты извержения вулканов бывают газообразными, жидкими и твердыми. Состав газообразных, или летучих, продуктов и их концентрация в магме очень сильно меняются в пределах одного вулкана от места к месту и во времени, зависят они и от температуры, и в самом общем виде от степени дегазации мантии. Среди летучих компонентов могут встречаться водяной пар, диоксид углерода ( $\text{CO}_2$ ), оксид углерода (CO), азот ( $\text{N}_2$ ), диоксид серы ( $\text{SO}_2$ ), оксид (триоксид) серы ( $\text{SO}_3$ ), газообразная сера (S), водород ( $\text{H}_2$ ), аммиак ( $\text{NH}_3$ ), метан ( $\text{CH}_4$ ), хлористый водород (HCl), фтористый водород (HF), сероводород ( $\text{H}_2\text{S}$ ), борная кислота ( $\text{H}_3\text{BO}_2$ ), хлор (Cl), аргон (Ar) и другие, хотя преобладают  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$ . Ниже  $+100^\circ\text{C}$  пары воды превращаются в жидкость, которая реагирует с малорастворимыми соединениями типа HCl, образуя агрессивные кислоты.

Жидкие вулканические продукты представлены лавой, химический состав которой, вязкость, температура и содержание летучих компонентов определяют характер извержения. Шире всего распространены основные – базальтовые лавы. При выходе на поверхность они имеют высокую температуру (до  $1100\text{--}1200^\circ\text{C}$ ) и малую вязкость. Такие жидкие лавы весьма подвижны и способны течь со скоростью до  $60\text{ км/ч}$  даже при небольших уклонах, образуя лавовые потоки. Если рельеф слабо расчлененный, то жидкие базальты образуют обширные покровы.

Более кислые, вязкие и низкотемпературные лавы (андезиты и др.) образуют сравнительно короткие и мощные потоки. Лавы могут течь даже при температуре  $+700^\circ\text{C}$ . При понижении температуры лавы покрываются коркой толщиной в десятки сантиметров, под которой лава еще долгое время остается раскаленной.

Твердые и частично первоначально жидкие вулканические продукты, имеющие различную форму и размеры, образуются при взрывных извержениях. Начальная скорость вулканических выбросов достигает  $1000\text{ м/с}$ . Среди твердых продуктов различают *вулканические бомбы* в виде кусков и брызг раскаленной лавы с размерами от  $50\text{ мм}$  до  $5\text{--}7\text{ м}$ . Выброшенные во время взрыва на огромную высоту (на десятки и сотни метров) они вращаются в воздухе, принимают своеобразную форму – округлую, грушевидную, веретенообразную, охлаждаются и падают на склоны вулкана. Округлые или угловатые вулканические выбросы размером от  $2$  до  $50\text{ мм}$  из застывших в полете кусков свежей лавы, старых лав и чуждых вулкану твердых пород получили название *лапиллы* (от лат. *lapillus* – камешек).

Продукты размельчения и распыления вулканическими взрывами жидких или твердых лав, состоящие из частиц пыли и песка диаметром до  $2\text{ мм}$ , называются *вулканическим пеплом*. Почти  $9/10$  общей массы современного извергаемого материала приходится на вулканический пепел. Уплотненный и сцементированный пепел превращается в плотную, весьма легкую и пористую породу – вулканический туф. Он слагает склоны вулканов и накапливается в морских бассейнах, образуя различные туфогенные горные породы.

При катастрофическом извержении вулкана Везувий в  $79\text{ г. н. э.}$  под слоем пепла оказались похороненными города Помпеи и Геркулбнум. За последнее время наблюдалось свыше  $50$  извержений этого вулкана, последнее из которых было в  $1957\text{--}1959\text{ гг.}$  При извержении вулкана Катмай (Аляска) в  $1912\text{ г.}$  объем пепла составил  $18\text{ км}^3$  и в районе взрыва слой пепла достигал  $3\text{ м}$ . В марте  $1956\text{ г.}$  при извержении вулкана Безымянного (Камчатка) количество выброшенного пепла составило около  $2,4\text{ млрд. т.}$  За двухнедельный период извержения вулкана Тятя (Курилы, о-в Кунашир) в  $1973\text{ г.}$  масса пепла, рассеянного по площади около  $20\text{ тыс. км}^2$ , достигла  $200\text{ млн. т.}$

После извержений, когда активность вулкана либо прекращается навсегда, либо он только «дремлет» в течение тысяч лет, на самом вулкане и в его окрестностях сохраняются процессы, связанные

с остыванием магматического очага и называемые поствулканическими (от лат. *post* – после).

В областях современного и новейшего вулканизма широко распространены горячие источники, или *термы* (от греч. *therme* – тепло). Горячие источники вулканических областей обладают изменчивым составом воды и разной температурой, поскольку грунтовые воды смешиваются в неодинаковых пропорциях с вулканическими газами и поразному реагируют с вмещающими породами, через которые они просачиваются на глубину.

Одним из проявлений поздних стадий вулканизма являются *гейзеры* (от исл. *geysa* – хлынуть) – источники, из которых периодически выбрасываются фонтаны горячей воды и пара на высоту 20–40 м и более. Температура воды в гейзерах колеблется в пределах от 75 до 100°C. Наиболее грандиозным гейзером был Уаймангу в Новой Зеландии, существовавший 5 лет с мощным фонтаном почти 500-метровой высоты. Обычно интервалы между извержениями у гейзеров варьируют от минут до многих часов и дней.

Подводное излияние магмы недоступно непосредственному наблюдению и обнаруживается иногда по аномальным явлениям. Так, самая высокая на Земле температура поверхностных вод (до 35,6°C) держится в южной части Красного моря. Как известно, этот водный бассейн расположен в рифтовой зоне, где происходит постоянное излияние горячего мантийного вещества из недр Земли. На дне Тихого океана возле Галапагосских островов, а также у побережья Мексики и США недавно обнаружены мощные подводные гейзеры, бьющие на глубинах 2400–2650 м, с температурой возле подножья 400°C. Они представляют собой мощные струи мантийного вещества. Нагретая мантийным веществом до такой температуры вода не превращается в пар, так как находится под большим давлением. Постепенно эти горячие растворы охлаждаются, твердые частицы оседают и образуются высокие пирамиды, достигающие полукилометровой высоты. При более грандиозных извержениях магмы образуются подводные вулканы и вулканические острова.

Вулканические извержения представляют непосредственную опасность для общества. Известны извержения вулканов с катастрофическими последствиями. Одно из таких извержений произошло 27 августа 1883 г. в 10 часов утра в Индонезии на небольшом острове Кракатау, расположенном между островами Ява и Суматра. В результате извержения этого

вулкана были уничтожены 163 селения и погибло свыше 30 тыс. человек. Вулкан выбросил в воздух около 20 км<sup>3</sup> грунта. Над водой при этом осталось менее 1/3 острова. Там, где были высоты в 300 м и более, образовались глубины такого же размера. Большие волны цунами, которые возникли при этом, буквально смели с лица Земли многие прибрежные поселки на соседних островах. В других же более удаленных поселках вылетели стекла. Большие волны наблюдались на расстоянии 18 тыс. км от места извержения, а грохот от начального взрыва был слышен даже в Австралии, т. е. за 5000 км.

Однако в памяти человечества зафиксирована огромная катастрофа несравненно больших масштабов. Она произошла за 1200 лет до н. э. в Эгейском море. Это – взрыв вулкана Санторин на греческом острове Тира. Мощность этого взрыва, как утверждают специалисты, более чем в пять раз превосходила взрыв Кракатау. В атмосферу было выброшено свыше 65 км<sup>3</sup> грунта. Подсчитано, что данное извержение должно было образовать волну цунами высотой не менее 100 м, которая двигалась со скоростью 200 км/ч.

При вулканических извержениях наиболее сильное воздействие на природу проявляется в пределах более или менее ограниченной территории, т. е. имеет локальный характер. Однако нет сомнения в том, что усиление на Земле вулканической деятельности и даже мощные единичные извержения оказывают влияние на климат в глобальном масштабе. Так, при извержении крупного вулкана Тамбора (о-в Сумбава, Индонезия), происшедшем в 1815 г., на острове Ява, находящемся в сотнях километров от места извержения, день превратился в ночь из-за вулканического пепла. Вулканическая пыль, выброшенная в атмосферу, была почти несомненно причиной необычайно холодной погоды на всем земном шаре в результате уменьшения потока солнечной радиации к земной поверхности. Глобальное понижение средней температуры в течение нескольких лет отмечалось после извержения вулкана Пинатубо на Филиппинских островах в 1991 г. вследствие выброса в атмосферу огромного количества вулканической пыли. Таким образом, вулканические извержения могут способствовать началу глобального оледенения, одним из факторов которого является понижение средней температуры, особенно летом.

Вулканизм – один из немногих глубинных процессов, проявляющихся на поверхности Земли и доступных для непосредственного изучения и наблюдения. Замеры температуры лав, химические анализы лав

и пепла, газов и паров воды, регистрация характера деятельности вулканов, геофизические измерения, наблюдения за кристаллизацией лавы и процессами минералообразования имеют большое познавательное значение для понимания сложных процессов, происходящих в глубоких частях нашей планеты.

**4.2.3. Землетрясения.** *Землетрясение* – это подземные толчки и колебания земной поверхности, возникающие в результате внезапных смещений и разрывов в земной коре или в верхней части мантии и передающиеся на большие расстояния в виде упругих колебаний. Землетрясения регистрируются специальными приборами – сейсмографами, которые установлены на сейсмических станциях. В начале 90-х гг. XX в. в мире насчитывалось свыше 2000 сейсмических станций.

Ежегодно на земном шаре регистрируются более 100 тыс. землетрясений. Большинство из них мы вообще не ощущаем, некоторые отзываются лишь дребезжанием посуды в шкафах и раскачиванием люстр, зато другие, к счастью более редкие, в мгновение ока превращают города в груды дымящихся обломков. Крупные землетрясения сопровождаются многочисленными жертвами среди населения, которое гибнет под развалинами зданий, от пожаров, наконец, просто от возникшей паники.

Причины, вызывающие значительные сейсмические явления – землетрясения, подразделяют на четыре группы, определяющие тип землетрясений:

- *тектонические* – возникают под действием внутренних сил Земли и обусловлены подвижками отдельных блоков с разрывом сплошности горных пород. Это наиболее частая (около 90% всех землетрясений) и разрушительная группа землетрясений;

- *вулканические* – приурочены к районам развития вулканов. Со-трясения земной коры либо предшествуют извержению вулкана, либо происходят во время самого извержения. Однако область распространения толчков в целом невелика;

- *денудационные* – вызываются крупными обвалами горных массивов, обрушением кровли больших пещер. Они имеют местное значение и чаще всего происходят в районах, сложенных породами, легко растворяемыми подземными водами с образованием пустот (каменная соль, гипс, известняк);

- *антропогенные* – результат деятельности человека, возникают при массовых взрывах, испытаниях атомных и водородных бомб и в некоторых случаях инженерной деятельности.

При описании землетрясений пользуются специальной терминологией. *Гипоцентр*, или *очаг*, – определенный объем горных пород, внутри которого осуществляются неупругие деформации и происходят разрушения горных пород. Следует подчеркнуть, что это не точка, а некоторое пространство, объем, форма и размеры которого могут быть самыми различными, в том числе иметь и линейную протяженность. Проекцию гипоцентра на поверхность Земли (она может иметь различную форму – точка, линия, площадь) именуют *эпицентром*. Обычно эпицентр, гипоцентр и центр Земли располагаются на одной линии. В пределах эпицентра наблюдаются подземные толчки наибольшей силы.

Глубина гипоцентра в большинстве известных случаев землетрясений изменяется от 1 до 100 км. В последнее время установлены так называемые глубокофокусные землетрясения с гипоцентром, располагающимся на глубинах 300–700 км (в зонах субдукции). Наиболее разрушительными являются землетрясения с глубиной гипоцентра до 50, реже до 100 км.

Из гипоцентра во все стороны расходятся сейсмические волны – продольные и поперечные. *Продольные волны* вызывают колебания частиц горных пород вдоль сейсмического луча. Они обладают наибольшим запасом энергии и распространяются с максимальной скоростью в твердых (4–6 км/с), жидких и газообразных средах. Разрушение зданий и сооружений обусловлено главным образом именно их воздействием. *Поперечные волны* вызывают колебания частиц горных пород в направлении, перпендикулярном сейсмическому лучу. Скорость их в 1,7 раза меньше скорости продольных волн. Эти волны не распространяются в жидких и газообразных средах.

*Изосейсты* – линии, соединяющие точки (пункты) на местности, в которых землетрясение проявилось с одинаковой интенсивностью. Естественно, что интенсивность землетрясения уменьшается в сторону от эпицентра, но это уменьшение зависит от многих факторов: формы и глубины очага, геологической структуры, состава и степени метаморфизма горных пород, уровня залегания грунтовых вод и т. д. Поэтому изосейсты на поверхности могут иметь самые причудливые очертания, а отнюдь не правильные круги.

*Интенсивность* – это внешний эффект землетрясения на поверхности Земли, который выражается в определенном смещении почвы, горных пород, в степени разрушения зданий, появлении трещин на поверхности и т. д. Балльность землетрясения устанавливают также

по смещению стандартного сферического упругого маятника сейсмоцентра. Для оценки интенсивности землетрясений используется сейсмическая шкала MSK-64, названная по заглавным буквам авторов: Медведев (СССР), Шпонхойер (ГДР), Карник (ЧССР). Шкала удобна, ею легко пользоваться. По этой шкале интенсивность землетрясений оценивается в баллах от 1 до 12:

1–4 балла – смещение маятника до 0,3 см; фиксируется приборами, отмечается людьми, легкое дребезжание, колебание посуды, скрип дверей, стен;

5 баллов – смещение маятника на 0,5–1,0 см; качание висячих предметов, скрип полов, трещины в оконных стеклах и осыпание побелки;

6 баллов – смещение маятника на 1,1–2 см; легкие повреждения в зданиях, отваливаются куски штукатурки, со стен падают картины;

7 баллов – смещение маятника на 2,1–4,0 см; трещины в каменных стенах, значительные повреждения в зданиях;

8 баллов – смещение маятника на 4,1–8 см; в некоторых зданиях обвалы, обрушения стен, перекрытий, кровли; памятники сдвигаются или опрокидываются;

9 баллов – смещение маятника на 8,1–16 см; разрушения в зданиях, большие трещины в стенах, падение карнизов, дымовых труб;

10 баллов – смещение маятника на 16,1–32 см; обвалы во многих зданиях; небольшой ширины трещины в грунтах; оползни и обвалы на склонах; искривление железнодорожных рельсов;

11–12 баллов – смещение маятника больше 32 см; многочисленные трещины на поверхности земли; большие обвалы в горах; реки меняют русла; все сооружения полностью разрушаются.

В 1935 г. американский сейсмолог Ч. Рихтер предложил шкалу для классификации землетрясений по магнитудам, основанную на оценке энергии сейсмических волн, возникающих при землетрясениях. *Магнитуда* (от лат. *magnitudo* – величина) – условная величина, позволяющая сравнивать источники колебаний по их энергетике. Шкала, созданная Ч. Рихтером, изменяется от 0 до 8,8 и широко используется в сейсмологии. Магнитуда отличается от интенсивности. Например, Ташкентское землетрясение 1966 г. было силой в 8 баллов, а магнитуда (М) его составила 5,3; Ашхабадское 1948 г. – 10 баллов, М – 7,3.

При землетрясениях выделяется огромное количество энергии. В очаге катастрофических землетрясений выделяется энергии до  $10^{17}$ – $10^{18}$  Дж, что соответствует примерно одному триллиону лошадиных

сил. Так, для Аляскинского землетрясения 1964 г. с интенсивностью 10–11 баллов энергия равнялась  $10^{18}$  Дж, т. е. была эквивалентна силе взрыва 100 ядерных бомб по 100 мегатонн каждая. Таким образом, образующаяся при крупных землетрясениях энергия в миллион раз превышает энергию «самой маленькой» атомной бомбы, сброшенной США на Хиросиму 6 августа 1945 г.

Колебания и сотрясения земной коры на дне морей и океанов в результате землетрясений или извержения вулканов вызывают огромные волны – *цунами* (от яп. «цу» – порт; «нами» – волна). Это тяжелое стихийное бедствие, причиняющее большой вред прибрежному населению и народному хозяйству. Скорость распространения цунами достигает 1000 км/ч, а высота при приближении к берегу – 50 м и более.

Цунами возникает от подводного землетрясения в том случае, если подземный толчок вызвал крупные нарушения на дне океана: внезапный подъем или опускание океанического дна приводят к перемещению столба воды огромной массы. В результате появляются поверхностные волны. Колоссальная энергия гонит их на расстояние до 10 – 15 тыс. км. Волны следуют друг за другом с интервалом около 10 мин, распространяясь со скоростью реактивного самолета. В океане каждая такая волна представляет собой небольшой бугор высотой около 1,5 м и протяженностью десятки километров. Люди на корабле, под которым пройдет эта волна, ничего не заметят. Когда же цунами подходят к мелководью, они вырастают до огромных размеров. Уменьшение скорости волн на мелководье приводит к тому, что их энергия идет на увеличение высоты волн.

Районы и области земного шара, постоянно подвергающиеся землетрясениям, называют *сейсмическими*, а районы и области, в которых они почти не наблюдаются в течение исторического периода, – *асейсмическими*. Сейсмические районы – это зоны субдукции, спрединга и рифта. Первенство по количеству землетрясений делят между собой Япония и Чили. Ученые называют эти страны «гамаками земного шара». Здесь в среднем ежегодно происходит свыше 1000 землетрясений, т. е. по три в день. К сейсмическим районам относятся также Западное побережье Америки, Индонезия, Филиппины, Камчатка, Курильские острова и Сахалин. В частности, катастрофическим землетрясением, происшедшем на севере Сахалина 27 мая 1995 г., был полностью разрушен г. Нефтегорск, где погибло более 3 тыс. жителей.



Сильные и подчас катастрофические землетрясения связаны и с областями гор Карпат, Кавказа и Средней Азии. Так, осенью 1948 г. была полностью разрушена столица Туркмении Ашхабад и погибло более 110 тыс. человек. В декабре 1988 г. мощное землетрясение на севере Армении привело почти к полному разрушению городов Гюмри, Кировакан, Спитак и многих окрестных сел. Погибло более 25 тыс. жителей.

К наиболее «тряским» районам земного шара принадлежит и область, прилегающая к озеру Байкал. Здесь количество землетрясений, в основном ощущаемых лишь приборами, подчас достигает 2 тыс. в год.

Но все же больше всего землетрясений происходит на дне Мирового океана. Так, в 1982 г. в водах островов Самоа в Тихом океане ученые насчитали всего за 17 суток свыше 1000 толчков.

Катастрофическим по своим последствиям было землетрясение, достигшее 10 баллов, которое произошло 21–26 мая 1960 г. в южноамериканской Республике Чили. Во время этого землетрясения в земле разверзлись огромные бездонные трещины, в которые порой попадали не только отдельные дома, но и целые поселки. Некоторые прибрежные острова затонули в глубинах океана со всем своим населением, а как бы взамен возникли новые. Со страшным грохотом падали в долины высокие горы, давно погасшие «старые» вулканы вдруг «проснулись» и стали извергать лаву и пепел, образовались новые озера, т. е. изменилась даже география этой местности.

Чилийское землетрясение захватило также и большую акваторию Тихого океана. Огромные волны цунами протяженностью свыше 100 км и высотой 30–40 м обрушились на Чилийское побережье. Они мгновенно разрушили все портовые города. Землетрясение охватило территорию свыше 100 тыс км<sup>2</sup>. В результате было разрушено около 35 городов и сотни поселков. Свыше 2 млн. человек (почти 1/3 населения страны) остались без жилья. Количество погибших превысило 10 тыс. человек.

Асейсмическими областями являются Русская равнина, в том числе и территория Беларуси, Кольский полуостров, Северная Сибирь и степные районы Западной Сибири. Эти территории испытывают лишь незначительной амплитуды колебания – отзвуки тектонических землетрясений в сейсмических областях. Так, при Карпатском землетрясении в 1974 г. на территории Беларуси ощущались толчки силой до 4 баллов. Единственным континентом на Земле, где не зарегистрирова-

но ни одного землетрясения, является Антарктида. По предположению ученых, землетрясениям здесь препятствует огромная тяжесть ледяного покрова, мощность которого достигает 4780 м.

Землетрясение – это бедствие, катастрофа. Поэтому огромные усилия затрачиваются на предсказания возможных сейсмических толчков, на выделение сейсмоопасных районов, на мероприятия, направленные на повышение сейсмостойчивости промышленных и гражданских зданий, что увеличивает затраты на строительство. Для проведения комплексных наблюдений за этими грозными явлениями природы создана специальная сейсмическая служба.

Для успешной борьбы с последствиями землетрясений необходимо знать ответ на три важных вопроса: где будет толчок, какой силы, когда будет толчок? На первых два вопроса современная наука дает более-менее положительные ответы, а на последний еще нет. Разработанные в разных странах методики долговременного прогноза и составленные карты-схемы сейсмического районирования с определенной степенью можно признать надежными. Ситуация с кратковременным прогнозом гораздо сложнее, так как уровень современных знаний пока еще недостаточен, чтобы дать точный ответ на вопрос, когда конкретно произойдет землетрясение.

Уменьшение ущерба от землетрясений достигается тем, что в районах, подверженных землетрясениям силой 7 баллов и более, осуществляется сейсмостойкое строительство: возводятся здания и сооружения специальной конструкции и существуют правила их расположения на местности.

#### 4.3. Экзогенные геодинамические процессы

Все процессы внешней динамики, или экзогенные процессы, в совокупности производят большую разрушительную и созидательную работу. В результате весьма длительного и непрерывного их воздействия на толщи горных пород земной коры образуются скопления различных рыхлых отложений.

В данной главе из экзогенных геодинамических процессов рассматриваются выветривание, а также геологическая деятельность ветра. Геологическую деятельность текучих вод и ледников целесообразно рассмотреть в разделе «Гидрология». Это позволит избежать повторного изложения специфики формирования поверхностных

текучих вод, ледников, а также скоплений воды, относящихся к подземным.

**4.3.1. Выветривание.** *Выветривание* – это процесс разрушения и химического изменения горных пород в условиях земной поверхности или вблизи нее под влиянием колебаний температуры, химического и механического воздействия атмосферы, воды и организмов. Перечисленные факторы указывают на то, что процессы выветривания тесно связаны с взаимодействием предповерхностной части земной коры с атмосферой, гидросферой и биосферой. Часть земной коры, в которой происходит преобразование минерального вещества (горных пород, минералов), называется *зоной выветривания* или *зоной гипергенеза* (от греч. *hyper* – над, сверх).

Процесс гипергенеза, или выветривания, отличается сложностью и зависит от климата, рельефа, того или иного органического мира и времени. В зависимости от преобладания тех или иных факторов в едином и сплошном процессе выветривания условно выделяются два взаимосвязанных типа: 1) физическое выветривание и 2) химическое выветривание. Иногда отдельно выделяется биологическое выветривание.

*Физическое выветривание* приводит к разрушению и раздроблению горных пород без изменения их минералогического и химического состава. Главными факторами физического выветривания являются колебания температуры, действие замерзающей воды, корни растений и животные.

Горные породы и минералы, как и все твердые тела, при нагревании расширяются, а при охлаждении сжимаются. В результате периодических сжатий и расширений сцепление между их минеральными зернами ослабевает и тем больше, чем крупнее зерно. Темные минералы нагреваются сильнее, чем светлые. В горной породе, состоящей из зерен различной окраски (скажем, в граните), сцепление между зернами ослабевает быстрее, чем в породе, состоящей из зерен одного цвета. Это объясняется тем, что зерна различного цвета и состава характеризуются различными объемными коэффициентами расширения (например, кварц, ортоклаз, слюда в граните). Линейный коэффициент расширения в различных направлениях одного и того же кристалла также неодинаков. Поэтому после длительного воздействия колеблющейся температуры даже в мономинеральной горной породе взаимные сцепления минеральных зерен нарушаются и она распадается на отдельные остроугольные обломки.

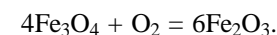
Разрушению горных пород под действием сменяющихся тепла и холода способствует вода. Во время дождя нагретые горные породы быстрее охлаждаются. При отрицательной температуре вода замерзает в трещинах горной породы и, увеличиваясь при этом в объеме на 9%, оказывает на их стенки давление до 200 МПа.

Большую механическую работу по разрушению горных пород производят роющие животные, в частности грызуны, и корневая система растений. Разрушающее действие на них оказывают электрические явления, происходящие в атмосфере. Под ударами молний горные породы не только раскалываются, но иногда даже сплавливаются. Кроме того, измельчает и разрушает огромную массу горных пород человек, извлекая из недр Земли различные полезные ископаемые, занимаясь сельским хозяйством, создавая различные сооружения, перемещая поверхностные отложения и т. д.

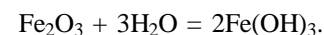
*Химическое выветривание* представляет собой разрушение горных пород с изменением их минералогического и химического состава. В результате такого выветривания образуются новые минеральные соединения, устойчивые в условиях земной поверхности. Процессы химического выветривания в той или иной мере проявляются всюду, но наиболее интенсивно они развиваются в условиях теплого и влажного климата.

В химическом выветривании участвуют химически активные элементы и их соединения – кислород, вода, углекислый газ и органические кислоты. Кислород весьма важный агент разложения горных пород и минералов. Глубина проникновения кислорода в глубь земной коры достигает сотни метров и предопределяется пористостью и трещиноватостью пород, а также глубиной залегания грунтовых вод, обуславливая пояс аэрации. Граница в горных породах, совпадающая обычно с уровнем грунтовых вод, называется *окислительно-восстановительной*. Выше ее преобладают окислительные процессы, ниже – восстановительные.

Примером непосредственного окисления может служить весьма распространенный в природе случай перехода магнетита в гематит:



Гематит, являясь малоустойчивым, в дальнейшем легко превращается в результате присоединения воды (гидратации) в гидроксиды железа:



Вода – энергичный растворитель горных пород и минералов. Интенсивному развитию химического выветривания способствует диссоциация воды на ионы  $\text{OH}^-$  и  $\text{H}^+$ . Ионы водорода способны разлагать любые горные породы, замещая ионы других элементов в кристаллических решетках минералов. Активность воды при ее обогащении углекислым газом резко возрастает. Так, при выветривании под действием воды и углекислого газа весьма распространенной горной породы – гранита, который состоит главным образом из полевого шпата, кварца и слюды, получается ряд новых соединений, а именно каолинит, поташ и кремнезем. В дальнейшем и каолинит под действием воды распадается на гидроксид алюминия и опал. Кварц, как составная часть гранита, весьма инертен и стоек в отношении химического изменения и в обычных природных условиях мало поддается воздействию воды и углекислого газа. Дальнейшее его изменение сводится главным образом только к дроблению и измельчению под влиянием физического выветривания.

В природе довольно часто встречается выветривание под влиянием организмов, продуктов их жизнедеятельности и продуктов разложения органических веществ. Растения и микроорганизмы избирательно поглощают часть водорастворимых солей, закрепляя их в форме органического вещества.

Разрушение горных пород происходит под влиянием различных ферментов, имеющих кислую или щелочную реакцию, органических кислот и оснований. Так, некоторые силикатные бактерии, выделяя слизистые образования, разрушают полевые шпаты. Нитрифицирующие бактерии способны выделять азотную кислоту, серобактерии – серную. Диатомовые водоросли извлекают из алюмосиликатов кремнезем для построения скелета своего тела. Лишайники воздействуют на горные породы с помощью сильных органических кислот. При разложении растительных остатков образуется значительное количество кислот и солей, вступающих в различные реакции с горными породами. В результате такого воздействия образуются вторичные минералы и комплексные органоминеральные соединения, большая часть из которых закрепляется в верхнем слое земной коры.

В результате выветривания из кислых, насыщенных кварцем, горных пород (кварцитов) образуются пески, из алюмосиликатов (полевых шпатов, роговых обманок, слюд) – глины. Поэтому при выветривании гранитов образуется смесь песка и глины – супеси и суглинки.

**4.3.2. Геологическая деятельность ветра.** *Ветер* – это движение воздушных масс в горизонтальном направлении. Геологическую деятельность ветра называют *эоловой* (от греч. *Эол* – бог ветров). Она проявляется в разрушении горных пород (выдувание, развевание и шлифование), переносе (транспортировке) и отложении (накоплении, аккумуляции) обломочного материала. *Эоловые отложения* – песчаные и глинистые отложения, образовавшиеся в результате накопления перенесенных ветром частиц.

Наиболее интенсивную работу ветер производит в тех районах, где поверхность Земли не покрыта растительностью: на открытых берегах крупных водоемов и особенно в пустынях и полупустынях. В результате в пустынях и полупустынях образуются *барханы*, достигающие высоты 10 м и более. Скорость их передвижения может составлять сотни метров в год. Самые большие барханы расположены в Африке (Алжирская Сахара); они достигают высоты 400 м и имеют длину до 5 км.

По берегам морей, озер и рек формируются *дюны*. В долинах рек они могут быть прирусловыми (когда образуются возле русла реки), центральными (занимают центральную часть поймы) и притеррасными (расположены в притеррасной части поймы). Наивысшие песчаные дюны зарегистрированы в Юго-Западной Африке на территории Намибии – достигают высоты 250 м.

На территории Беларуси часто встречаются материковые дюны, приуроченные к областям древних оледенений. В настоящее время на них сформировался почвенный покров и произрастает растительность.

В южных районах Беларуси встречаются открытые (не покрытые растительностью) песчаные отложения, где возможны случаи засыпания песком полей, огородов и отдельных строений. Закрепление таких подвижных песков производится различными способами (силикатизацией – внесением в почву силикатов; битумизацией; посевом злаковых растений и посадкой древесных насаждений).

Разрушительная деятельность ветра заключается в выдувании частиц глинистых пород, развевании отложений и почв. Этот процесс называют *ветровой эрозией* (от лат. *erosio* – разъедание) или *дефляцией* (от лат. *deflatio* – сдувание). Ветер, движущийся со скоростью несколько десятков сантиметров в секунду, способен поднимать и уносить тонкую пыль. При скорости ветра 10–20 м/с переносятся частицы диаметром 1–5 мм в поперечнике. Ураганные ветры, скорость которых достигает 70 м/с, обладают огромной переносящей силой.

На территории Беларуси ветровая эрозия наблюдается повсеместно и проявляется в наибольшей степени в засушливые периоды и в малоснежные зимы, когда почва не покрыта растительностью и не защищена снежным покровом. При этом возникают пыльные бури, а на осушенных торфяниках – *черные пыльные бури*. Так, в апреле 1981 г. ими были охвачены многие районы Брестской и Гомельской областей. Только в Пинском районе были занесены десятки километров осушительных каналов, а общий объем эоловых наносов составил более 400 тыс. м<sup>3</sup>. Большой вред народному хозяйству пыльные бури наносят посредством выдувания плодородного слоя почвы. Борьба с ветровой эрозией осуществляется применением специальных агротехнических приемов возделывания сельскохозяйственных растений и путем создания защитных лесных полос.























































### Раздел III. ГИДРОЛОГИЯ

#### Глава 5. РАСПРОСТРАНЕНИЕ И КРУГОВОРОТ ВОДЫ НА ЗЕМНОМ ШАРЕ

##### 5.1. Строение и свойства воды

**Строение и физические свойства.** Вода – самое распространенное на Земле химическое соединение. В природе вода встречается в трех агрегатных состояниях: газообразном (в виде пара), жидком (вода) и твердом (лед, снег). Несмотря на столь обширное распространение и огромное значение воды в природе, в том числе и для человека, только в 1783 г. французский химик Антуан Лоран Лавуазье (1743–1794) показал, что вода является продуктом горения водорода, т. е. химического соединения водорода с кислородом. В 1785 г. А. Лавуазье и его соотечественник Ж. Менье определили и количественный состав воды (85% кислорода и 15% водорода). По уточненным впоследствии данным, вода содержит 88,89% кислорода и 11,11% водорода (по массе).

При образовании воды с одним атомом кислорода соединяются два атома водорода. В молекуле воды атомы кислорода и водорода расположены по углам равнобедренного треугольника (рис. 20): при вершине находится атом кислорода, а в углах при основании – по атому водорода. Угол при вершине треугольника равен  $104^{\circ}27'$ . Расстояние между ядрами кислорода и водорода составляет 0,96 Е, а между ядрами водорода – 1,54 Е. Указанное строение молекулы воды обуславливает ее значительную полярность. В молекуле воды оба атома водорода располагаются не на прямой, проведенной через центр атома кислорода, а как бы по одну сторону от атома кислорода. Это приводит к неравномерности распределения электрических зарядов. Сторона молекулы

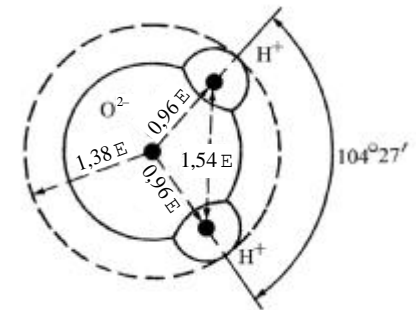


Рис. 20. Схема строения молекулы воды  
(в парообразном состоянии)

с атомом кислорода имеет некоторый избыток отрицательного заряда, а противоположная сторона с атомами водорода – избыток положительного заряда электричества. Наличие полярности и некоторых других сил обуславливает способность молекул воды объединяться в агрегаты по несколько молекул.

Простейшую формулу  $H_2O$  имеет молекула пароводяной воды. Такая простая, не объединившаяся с другой, молекула воды называется *гидроль*. В жидком состоянии молекула воды представляет собой объединение двух простых молекул  $(H_2O)_2$  и называется *дигидроль*. Молекула льда – это объединение трех простых молекул  $(H_2O)_3$ , называемое *тригидроль*. Образование дигидроля и тригидроля происходит вследствие притяжения молекул воды друг к другу в результате эффекта полярности, свойственного молекулам воды.

В пароводяном состоянии при температуре свыше  $100^{\circ}C$  вода состоит главным образом из молекул гидроля, так как значительная скорость движения молекул при этой температуре нарушает ассоциацию (объединение) молекул. В жидком состоянии вода представляет собой смесь гидроля, дигидроля и тригидроля, соотношение между которыми меняется с изменением температуры. Во льду преобладают молекулы тригидроля, имеющие наибольший объем, а молекулы гидроля в нем отсутствуют (табл. 3).

Соотношение (в процентах) между формами молекул воды в зависимости от температуры

Форма молекулы	Лед	Вода			
		0°C	4°C	38°C	98°C
$H_2O$	0	19	20	29	36
$(H_2O)_2$	41	58	59	50	51
$(H_2O)_3$	59	23	21	21	13

В 1933 г. впервые было открыто существование в природных водах, кроме обычной, тяжелой воды, представляющей собой изотопические разновидности воды с тяжелым водородом  $^2H$  и кислородом  $^{18}O$ . В настоящее время известны пять водородов и пять кислорода. По два из них ( $^4H$ ,  $^5H$ ,  $^{14}O$  и  $^{15}O$ ) радиоактивны и очень короткоживущи. Например, длительность существования  $^4H$  всего лишь  $4 \cdot 10^{-11}$  с.

Наиболее широко известны следующие изотопы водорода: протий  $^1H$  (с относительной атомной массой 1), дейтерий  $^2H$ , или  $D$  (с от-

носительной атомной массой 2), и тритий  $^3H$ , или  $T$  (с относительной атомной массой 3), наиболее тяжелый, но слаборадиоактивный водород (его период полураспада 12,3 года). Эти изотопы водорода с тремя изотопами кислорода ( $^{16}O$ ,  $^{17}O$  и  $^{18}O$ ) могут образовывать 18 изотопических разновидностей воды:  $^1H^{16}O$ ;  $^1HD^{16}O$ ;  $D_2^{16}O$ ;  $^1HT^{16}O$ ;  $DT^{16}O$ ;  $T_2^{16}O$ ;  $^1H_2^{17}O$ ;  $^1HD^{17}O$ ;  $D_2^{17}O$ ;  $^1HT^{17}O$ ;  $DT^{17}O$ ;  $T_2^{17}O$ ;  $^1H_2^{18}O$ ;  $^1HD^{18}O$ ;  $D_2^{18}O$ ;  $^1HT^{18}O$ ;  $DT^{18}O$ ;  $T_2^{18}O$ .

Земные природные воды почти целиком представлены «легкой водой» (табл. 4). Другие изотопические разновидности воды встречаются в незначительном количестве (в табл. 4 приведены приближенные усредненные данные).

Изотопный состав земной природной воды

Молекула воды	Содержание, % от всей воды	Соответствие содержанию в морской воде
$^1H_2^{16}O$	99,73	–
$^1H_2^{18}O$	0,20	Магния
$^1H_2^{17}O$	0,04	Кальция
$^1HD^{16}O$	0,02	Калия
$^1HD^{18}O$	0,000 06	Азота
$^1HD^{17}O$	0,000 01	Алюминия
$D_2^{16}O$	0,000 003	Фосфора
$D_2^{18}O$	0,000 000 009	Ртуты
$D_2^{17}O$	0,000 000 001	Золота

На Земле на 6800 атомов протия приходится один атом дейтерия, а в межзвездном пространстве один атом дейтерия приходится уже на 200 атомов протия. Предполагается, что дейтерий образуется в ударных волнах при вспышке сверхновых звезд и при взрывах в ядрах галактик. Он образуется также при расщеплении ядер гелия, когда они сталкиваются друг с другом и происходит захват нейтрона протоном.

Атмосферная вода в процессе круговорота обогащается дейтерием в результате диссипации (рассеяния) протия в межпланетное пространство. Поэтому дождевая вода более богата тяжелым водородом.

Растения содержат повышенные количества тяжелого  $^{18}O$ , и в результате их разложения в атмосфере наблюдается некоторый избыток этого изотопа. И дейтерия в растениях чаще больше, чем в почве, вследствие потери ими легкой воды при транспирации.

С поверхности водоемов преимущественно испаряется легкая вода, и поэтому воды океанов и морей содержат больше дейтерия. В водопроводной воде дейтериевой воды содержится около 0,015%, а в океанической – в 1,1 раза больше. Снег и лед высоких гор обеднены тяжелой водой, в связи с чем талая вода, по мнению некоторых ученых, биологически активна и является «живой» водой, так как содержит меньше дейтерия. Наоборот, вода с повышенным содержанием дейтерия относится к «мертвой» воде. Исходя из предположения о потере Землей протия и постепенном обогащении дейтерием, быстрый рост и огромные размеры растений и животных в доисторические эпохи объясняются большим содержанием в природных водах протия, а обитание современных пигмеев и карликовых животных в западной части Экваториальной Африки – океаническими ветрами, обогащающими данную территорию дейтерием. Наличие «живой» (легкой) воды способствует долгожительству и повышает росту северян по сравнению с южанами.

Несмотря на то что молекулы воды полярны, они сами по себе нейтральны, т. е. не имеют электрического заряда. Нейтральность достигается равновесием между положительно заряженными протонами и отрицательно заряженными электронами. Однако вода обладает способностью к *диссоциации* (от лат. *dissociatio* – разъединение) на противоположно заряженные ионы водорода  $H^+$  и гидроксид-ионы  $OH^-$ , т. е. происходит ионизация самой воды. Наличие ионов  $H^+$  и  $OH^-$  делает воду очень активной. Если чистая вода совершенно не ионизирована, она не электропроводна. В действительности в природе вода всегда является электролитом и пропускает в большей или меньшей степени электрический ток.

При связывании одного из ионов с каким-либо другим веществом вода из нейтральной может стать кислой (при преобладании положительных свободных ионов водорода) или щелочной (при преобладании отрицательных гидроксидных ионов).

В большинстве поверхностных вод диссоциация молекул воды выражена крайне слабо. Так, при 25°C в тонне «чистой» воды содержится всего лишь 1,8 мг, или одна десятиллионная часть, диссоциированной воды. Но и эта незначительность очень важна.

В воде могут находиться и отрицательно заряженные ионы кислорода  $O^-$ , а также другие соединения водорода с кислородом. Например, гидроксоний  $H_3O^+$  встречается в растворах галита (NaCl) при повышенных температурах и давлениях, а также в углах кристаллической решетки льда (вместе с гидроксидным ионом  $OH^-$ ), во многих минералах.

Следует отметить, что при температурах до 100°C при ионизации воды, т. е. при распаде молекулы  $H_2O$  на гидроксидный анион  $OH^-$  и катион  $H^+$ , последний в воде не накапливается, так как гидратируется до иона гидроксония  $H_3O^+$ . Встречающееся в учебниках уравнение  $H_2O \leftrightarrow H^+ + OH^-$  следует воспринимать с весьма существенной оговоркой, так как в воде не только не существует голых протонов  $H^+$ , но даже гидратированные протоны  $H_3O^+$  в действительности подвергаются дальнейшей гидратации и реально существуют в форме иона  $H_9O_4^+$ .

Изложенное позволяет сделать заключение о том, что даже идеальная реально не существующая вода без примесей других элементов, состоящая только из кислорода и водорода, является исключительно сложным веществом, очень далеким от примитивного и привычного нам изображения в виде формулы  $H_2O$ .

Под *плотностью воды*  $\rho$ , г/см<sup>3</sup>, понимается отношение ее массы  $m$  к объему  $V$ , занимаемому ею при данной температуре:

$$\rho = \frac{m}{V}. \quad (1)$$

За единицу плотности принята плотность дистиллированной воды при 4°C.

Величина, обратная плотности, т. е. отношение единицы объема к единице массы, называется *удельным объемом*  $v$ , см<sup>3</sup>/г:

$$v = \frac{V}{m} = \frac{1}{\rho}. \quad (2)$$

Плотность воды зависит от ее температуры, минерализации, давления, количества взвешенных частиц и растворенных газов.

Несмотря на то что вода принята в качестве эталона для характеристики других веществ (как мера плотности, объема и т. д.), сама вода является самым аномальным среди них. Общеизвестно, что все вещества при нагревании увеличивают объем. У воды наблюдается то же самое, за исключением интервала от 0 до 4°C, когда с возрастанием температуры в указанном интервале объем воды не увеличивается, а, наоборот, уменьшается, и максимальная плотность отмечается при 4°C (рис. 21).

Следовательно, для воды зависимость между объемом и температурой не однозначна, как в нормальных условиях для других веществ, а двузначна. Например, при 3 и 5°C масса воды занимает один и тот же объем, так же как и при 0,2 и 8°C и т. д. Несмотря на данную аномалию, вода служит эталоном плотности при 4°C, когда 1 см<sup>3</sup> ее имеет массу 1 г.

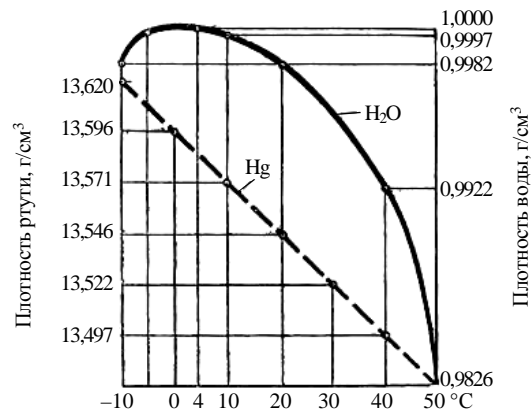


Рис. 21. Зависимость плотности воды и ртути от температуры

Аномальное изменение плотности воды объясняется особенностями ее строения. При нагревании воды от 0 °C идут два параллельных процесса: первый — нормальное увеличение объема за счет увеличения расстояния между молекулами, второй — уменьшение объема благодаря возникновению более плотных гидролей и дигидролей. В интервале температур 0–4 °C интенсивнее происходит второй процесс, а в зоне температур выше 4 °C — первый. В момент выравнивания влияния, оказываемого этими процессами на изменение объема воды, при 4 °C наблюдается наибольшая плотность.

При падении температуры ниже 0 °C объем воды продолжает увеличиваться, но только если происходит переохлаждение. Однако переохлаждение требует исключительных условий: полной неподвижности воды и отсутствия центров кристаллизации льда (пыли, кристалликов льда и т. п.). Вода, лишенная газов, может быть переохлаждена до –70 °C без превращения в лед. При легком встряхивании либо при введении льдинки или другого центра кристаллизации она мгновенно превращается в лед и температура ее подскакивает до 0 °C, т. е. на 70 °C. Вода также может быть доведена до 150 °C без закипания. При введении в такую перегретую воду пузырька воздуха она мгновенно вскипает и температура ее падает до 100 °C.

Вода замерзает при температуре 0 °C. При переходе воды из жидкого состояния в твердое (лед) плотность резко, скачкообразно

уменьшается приблизительно на 9%: плотность дистиллированной воды при 0 °C равна 0,99987, а плотность льда ( $\rho_{\text{л}}$ ), образовавшегося из той же воды, при 0 °C равна 0,9167. С понижением температуры плотность чистого льда несколько возрастает и, например, при –20 °C достигает 0,92.

Увеличение объема воды при замерзании имеет громадное значение как в природе, так и в технике. При замерзании воды в замкнутом пространстве и превращении ее в лед увеличивающийся объем воды приводит к возникновению избыточного давления, достигающего огромных значений. Этим объясняется разрушительная сила замерзающей воды в замкнутых пустотах, трещинах горных пород, откалывающая иногда многотонные глыбы и дробящая их в дальнейшем на мелкие осколки, а также взрывы наледей, разрывы водопроводных труб при замерзании в них воды.

Благодаря изменению плотности воды при замерзании естественные водоемы (например, озера) при отрицательных температурах воздуха зимой даже в условиях сурового климата не промерзают до дна в случае достаточной глубины водоема. При этом под ледяным покровом остается жидкая вода, потому что при промерзании лед, значительно более легкий, чем вода, остается на поверхности водоема, на дно которого опускаются охладившиеся до 4 °C массы воды, как наиболее плотные.

Все рассмотренные выше процессы происходят при указанных температурах лишь при условии абсолютного давления, равного 1 атм. С увеличением давления температура замерзания воды понижается примерно на 1 °C через каждые 130 атм. Так, при давлении 500 атм замерзание наступает при температуре –4 °C, а при давлении 2200 атм — при –22 °C. Эта зависимость для воды аномальна, так как у других веществ, наоборот, с ростом давления температура замерзания повышается. Данная аномалия воды очень важна в природе. Даже без учета растворенных в воде солей на больших глубинах в океане вода не замерзает. Например, при температуре –3 °C она не замерзает даже на глубине около 4000 м, а на больших глубинах тем более.

С повышением температуры жидкой воды ее плотность понижается: на интервале от максимальной плотности при 4 °C, равной 1, до точки кипения воды 100 °C — на 4% (от 1 до 0,95838).

При увеличении давления температура кипения воды возрастает (рис. 22).



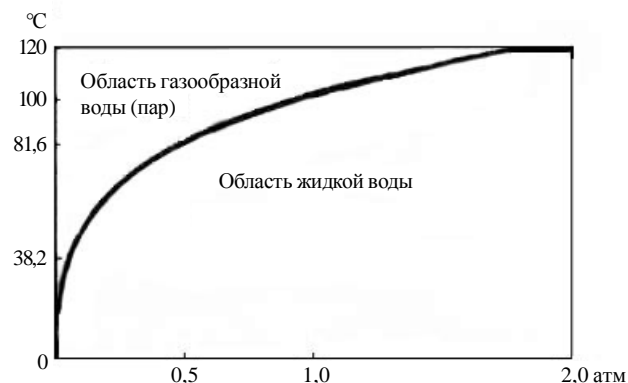


Рис. 22. Зависимость температуры кипения воды от давления

Так, при давлении 2 атм вода закипает при температуре 120°C, а в горах, где давление меньше нормального (<1 атм), этот процесс наблюдается при температуре ниже 100°C.

Вода может находиться одновременно в трех агрегатных состояниях (парообразном, жидком и твердом) только лишь при строго определенных температуре и давлении, в так называемой *тройной точке воды* (рис. 23),

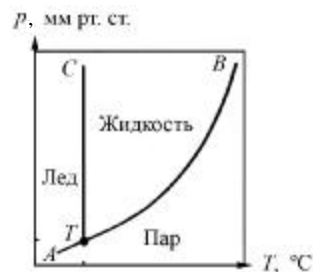


Рис. 23. Тройная точка воды. Кривая *TB* передает зависимость давления насыщенного пара над жидкостью от изменения температуры; *TA* – кривая равновесия льда и пара; *TC* – кривая зависимости температуры плавления льда от давления *p*

соответствующей температуре 0,0075°C и давлению 610 Па (4,58 мм рт. ст.).

Физические свойства воды зависят от минерализации. *Минерализация*, или *соленость (S)*, – это концентрация растворенных в воде минеральных веществ, находящихся в виде ионов и коллоидов. Выражается в миллиграммах веществ, растворенных в 1 л воды (мг/л), а при концентрации больше 1000 мг/л – в граммах на литр или в промилле (‰). *Промилле* – это тысячная часть числа, т. е. при минерализации воды 10‰ в 1 кг воды (1 л) содержится 10 г растворенных веществ.

С увеличением минерализации воды температура наибольшей плотности и температура заморзания ее понижаются (рис. 24).

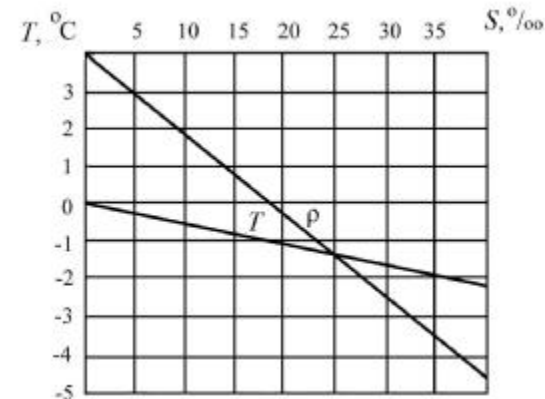


Рис. 24. Зависимость температуры наибольшей плотности ( $\rho$ ) и температуры заморзания ( $T$ ) воды от ее солености ( $S$ )

При минерализации меньше 24,7‰ температура наибольшей плотности выше температуры заморзания. При минерализации 24,7‰ они одинаковы и равны  $-1,33^\circ\text{C}$ . При дальнейшем увеличении минерализации температура заморзания становится выше температуры наибольшей плотности.

Эта особенность сказывается на характере заморзания водоемов. Если минерализация меньше 24,7‰, после достижения всей водной массой температуры наибольшей плотности дальнейшее охлаждение верхних слоев воды приводит к уменьшению их плотности; они охлаждаются до температуры заморзания, и ледостав происходит спокойно. Плотность вод с минерализацией больше 24,7‰ продолжает возрастать и при температурах, близких к температуре заморзания, перемешивание не прекращается, и ледяной покров образуется только тогда, когда температура значительного верхнего слоя воды достигает температуры заморзания. Следовательно, в озерах с высокой минерализацией ледостав наблюдается позже как из-за более низких температур заморзания, так и в связи с длительным процессом перемешивания.

Поразительные свойства воды проявляются в условиях, не свойственных для земной поверхности. Например, при давлении около 160 тыс. атм и температуре 1300°C (такие условия возможны в верхней мантии на глубине около 120 км) плотность воды возрастает до 2, а сама вода обладает свойствами кислоты. Американскими учеными А. Дальсом

и А. Венджером открыта сверхплотная модификация льда, образующаяся при температуре  $-173^{\circ}\text{C}$  и давлении  $(6-8) \cdot 10^{-3}$  мм рт. ст. Плотность этой модификации  $2,3 \text{ г/см}^3$ . Такой лед аморфен и может играть большую роль в физике планет и комет.

Считается, что вода практически несжимаема. Однако это мнение справедливо только для сравнительно малых давлений. На поверхности Мирового океана плотность воды равна  $1,02813$ , а на глубине  $10 \text{ км}$  –  $1,07104$ , т. е. на  $4\%$  больше. Если бы вода была совершенно несжимаема, то уровень современного океана находился бы выше на  $30 \text{ м}$ .

Плотность снега  $\rho_c$  в гидрометеорологии выражается в виде отношения массы снега к массе воды, взятых в равных объемах, или отношения массы снега  $P$  в граммах к его объему  $W$  в кубических сантиметрах:

$$\rho_c = \frac{P}{W}. \quad (3)$$

Слой воды  $h_b$ , мм, содержащийся в снеге, выражается как произведение высоты снега  $h_c$ , мм, на его плотность  $\rho_c$ :

$$h_b = \rho_c h_c. \quad (4)$$

От плотности снега зависит его пористость, теплопроводность, водоудерживающая способность и другие свойства снежного покрова.

Плотность снега колеблется в широких пределах как по времени, так и по площади. Наименьшей плотностью (около  $0,10 \text{ г/см}^3$ ) обладает свежий снег, выпавший при низкой температуре и безветренной погоде. С течением времени он уплотняется под влиянием ветра и оттепелей. Сильно промокший и затем смерзшийся снег обладает плотностью до  $0,70 \text{ г/см}^3$ . На территории Беларуси к концу зимы плотность снега достигает  $0,30-0,40 \text{ г/см}^3$ . В лесу плотность снега меньше на  $10-15\%$ , чем на открытых участках.

Важными свойствами воды являются теплоемкость и теплопроводность. Вода обладает наибольшей теплоемкостью по сравнению с другими жидкими и твердыми веществами, за исключением водорода и аммиака. Так же как и плотность, теплоемкость воды изменяется с температурой аномально: при  $30^{\circ}\text{C}$  она наименьшая –  $4170 \text{ Дж/(кг}\cdot\text{град)}$ , при  $15$  и  $70^{\circ}\text{C}$  равна  $4180$ , при  $3,6$  и  $100^{\circ}\text{C}$  возрастает до  $4204$ ; теплоемкость водяного пара при  $100^{\circ}\text{C}$  и давлении  $760 \text{ мм рт. ст.}$  равна  $1931$ , теплоемкость льда при  $0^{\circ}\text{C}$  –  $2027 \text{ Дж/(кг}\cdot\text{град)}$ . Для сравнения: удельная теплоемкость спирта и глицерина равна  $1254 \text{ Дж/(кг}\cdot\text{град)}$  (в 3 раза меньше, чем у воды), железа –  $418$ , платины –  $125$ , дерева –  $2508$ , каменной

соли и песка –  $836 \text{ Дж/(кг}\cdot\text{град)}$ . Следовательно, при одинаковом получении солнечного тепла вода в водоеме нагревается в 5 раз меньше, чем сухой песок на берегу, но при этом вода во столько же раз дольше будет сохранять тепло, чем песок.

Благодаря большой теплоемкости воды суточные и сезонные изменения ее температуры оказываются менее значительными, чем изменение температуры воздуха, удельная теплоемкость которого в 4 раза меньше, чем теплоемкость воды. Океаны и водоемы суши при нагревании накапливают огромное количество тепла, а при последующем охлаждении отдают его в атмосферу, сглаживая колебания температуры воздуха.

Передача тепла путем молекулярной теплопроводности состоит в том, что повышенные колебания молекул в более нагретых слоях постепенно передаются молекулам смежных слоев и таким образом энергия теплового движения постепенно передается от слоя к слою, т. е. возникает поток тепла от более нагретых слоев к слоям с более низкой температурой. Вследствие малых значений коэффициента молекулярной теплопроводности перенос тепла с помощью описанного механизма не играет существенной роли в термическом режиме водных объектов. Поэтому в природных условиях решающую роль при переносе тепла в воде играют турбулентные процессы.

В связи с низкой теплопроводностью льда и снега как ледяной, так и снежный покров препятствуют выхолаживанию водоемов и глубокому промерзанию почвы в зимний период.

Вода имеет большое *поверхностное натяжение*. Оно проявляется на границе раздела вода – воздух вследствие разности сил молекулярного притяжения, так как поверхностные молекулы воды испытывают притяжение, направленное к массе воды, большее, чем в направлении парообразных частиц воды, находящихся в воздухе.

Каждая молекула, расположенная на глубине, большей, чем радиус сил молекулярного притяжения, окружена со всех сторон молекулами воды, действующими на нее с некоторыми силами. Благодаря симметричному расположению эти силы будут компенсироваться (рис. 25).

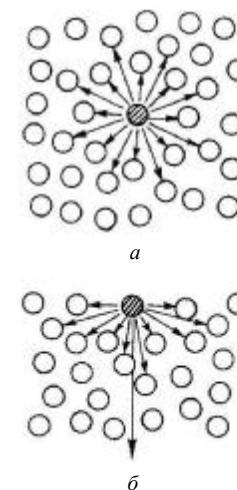


Рис. 25. Действие молекулярных сил на молекулу, находящуюся внутри жидкости (а) и на ее поверхности (б)

Когда молекула находится в поверхностном слое воды толщиной, равной радиусу сил молекулярного притяжения, возникает равнодействующая молекулярных сил, направленная внутрь жидкости. Этот радиус превышает радиус самих молекул, но незначительно, так как силы молекулярного притяжения с увеличением расстояния быстро затухают.

Поверхностное натяжение воды при 18°C составляет 0,072 Н/м – это очень высокое значение, если сравнить с другими веществами (для спирта 0,022, для ацетона 0,024, для бензина 0,029 Н/м). Только ртуть имеет еще более высокое поверхностное натяжение – 0,5 Н/м. С повышением температуры поверхностное натяжение воды уменьшается: при 0°C – 0,076, при 100°C – 0,057 Н/м.

Теоретически установлено, что для разрыва столбика воды сечением 6,5 см<sup>2</sup> потребуется усилие в пределах 1 тс, что близко к прочностным свойствам стали (тс – тонна-сила, равная 9,806 65 кН).

Вода способна смачивать поверхности твердых тел, в том числе и частичек почвогрунта. Способность воды к смачиванию обусловлена силами молекулярного притяжения, благодаря которым молекулы воды закрепляются около поверхности почвенных частиц, создавая вокруг них водные оболочки.

Явление смачивания можно наблюдать в узких стеклянных трубках (капиллярах), где вода поднимается вверх вопреки силам гравитации. В таких трубках сочетаются силы сцепления молекул воды в пограничном с воздухом слое со способностью воды смачивать стекло, «прилипать» к нему. В результате в капилляре образуется вогнутая поверхность выше естественного уровня воды. У ртути, обладающей более высоким поверхностным натяжением, адгезия (от лат. *adhaesio* – прилипание) отсутствует, поэтому ртуть в капиллярной трубке имеет не вогнутую, а выпуклую поверхность.

В порах и пустотах достаточно большого диаметра центральная часть поверхности заключенной в них воды остается плоской. Если же диаметр пор и пустот настолько мал, что он делается соизмеримым с радиусом кривизны пристенного искривления поверхности воды, то искривленные края с обеих сторон сливаются и образуют вогнутый мениск.

При образовании вогнутого мениска давление на его поверхности за счет сил поверхностного натяжения оказывается меньше, чем давление на плоской поверхности воды ( $p_1 < p_2$ ), в силу чего уровень воды в капилляре поднимается, и чем меньше диаметр капилляра, тем на большую высоту поднимается вода (рис. 26).

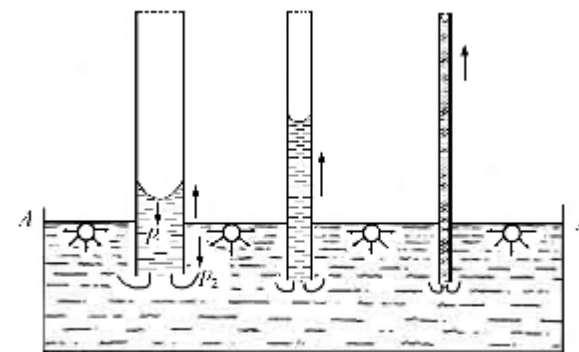


Рис. 26. Схема развития отрицательного давления под вогнутыми менисками в капиллярах

Так, в сечении  $A - A$  выполняется равенство  $p_2 = p_1 + h\gamma$ , где  $p_2$  – давление за пределами капилляра (в почвогрунтах обычно равно атмосферному);  $p_1$  – давление на поверхности мениска;  $h$  – высота поднятия воды в капилляре;  $\gamma$  – удельный вес воды.

Капиллярные, или менисковые, силы в почвогрунтах начинают проявляться при диаметре пор менее 8 мм, но особенно они выражены в порах диаметром от 100 до 3 мкм. В порах крупнее 8 мм искривление поверхности наблюдается только у стенок, большая же часть поверхности остается плоской, и молекулярное давление в пределах порового пространства не уменьшается ( $p_1 = p_2$ ). Поры мельче 3 мкм заполнены так называемой связанной влагой, и мениски в них отсутствуют.

Предельная высота капиллярного подъема воды при 15°C в крупнозернистом песке составляет около 0,2 м, а в чистой глине – 12 м, причем продолжительность подъема для крупных капилляров – 5–10 сут, а для мелких до 16 мес.

Капиллярная вода по физическому состоянию жидкая, свободно растворяет вещества и перемещает растворимые соли, коллоиды и тонкие суспензии. Она легко используется растениями.

**Химические свойства.** В природной воде всегда растворены различные газообразные и твердые (а подчас и жидкие) вещества, создающие громадное разнообразие (по минеральному составу) природных растворов. В воде могут растворяться все элементы периодической системы, включая и такие почти не растворимые, как кремний (например, оксид кремния  $\text{SiO}_2$ ). Все зависит от температуры, давления

и присутствия в растворе других компонентов. Природные воды могут существовать в температурных пределах от практически абсолютного нуля ( $-273,16^{\circ}\text{C}$ , или  $0\text{ K}$ ) до примерно  $2000^{\circ}\text{C}$ ; могут испытывать давление от тысячных долей атмосферы до десятков тысяч атмосфер.

Воды природных водных объектов нашей планеты являются растворами различного состава и концентрации. В зависимости от размеров частиц растворенных элементов и веществ эти растворы могут быть истинными (молекулярно-ионными) или коллоидными. В истинных растворах вещества находятся в виде молекул и ионов, размеры растворенных частиц не превышают  $10^{-7}$  мм. Коллоидные растворы содержат группы молекул и ионов, размеры растворенных частиц в них колеблются в пределах от  $10^{-7}$  до  $10^{-5}$  мм. Частицы размерами более  $10^{-5}$  мм находятся в воде в виде суспензий, взвесей.

В природной воде могут быть растворены газы как воздушного (атмосферного), так и подземного происхождения. Растворимость в воде газов различна и зависит от температуры, давления, минерализации и других факторов.

С повышением температуры до  $90^{\circ}\text{C}$  растворимость газов в воде снижается, а затем возрастает. Так, при  $0^{\circ}\text{C}$  в 1 л воды растворяется 1713 мл углекислого газа, а при  $20^{\circ}\text{C}$  – 665 мл, т. е. в 2,6 раза меньше. Растворимость зависит и от состава самого газа. Например, в 1 л воды при температуре  $0^{\circ}\text{C}$  может раствориться 10 мл гелия, сероводорода – 4360 мл и аммиака – 1 300 000 мл.

При повышении давления растворимость газов в воде увеличивается: в 1 л воды при давлении 25 атм растворяется углекислого газа 16,2 л, а при 53 атм – 26,9 л.

С повышением минерализации воды растворимость газов падает. Так, при  $0^{\circ}\text{C}$  растворимость кислорода в 1 л воды с минерализацией менее 1 г/л составляет 49 мл, а при минерализации 30 г/л (морская вода) – только 15 мл, т. е. в 3 раза меньше.

Растворимость газа в природной воде при постоянных температуре и степени минерализации прямо пропорциональна давлению газа на жидкость, а для газовых смесей она пропорциональна давлению каждого газа в отдельности. Но это справедливо для сравнительно небольших давлений. При значительных давлениях, например на больших глубинах в океане, где давление подчас достигает сотен и даже тысячи

атмосфер, на растворимость газов в воде влияет не парциальное давление отдельных газов, а общее давление всего столба воды. В земных недрах на значительных глубинах, где источником выделения углекислого газа из вещества нижней литосферы и мантии являются глубинные процессы, содержание этого газа может достигать очень больших значений. При атмосферном же давлении и температуре  $15^{\circ}\text{C}$  в 1 л чистой воды может раствориться всего лишь 0,59 мг углекислого газа.

В природе довольно часто наблюдается растворение твердого вещества водой. Этот процесс можно рассматривать как взаимодействие двух электростатических сил с противоположными зарядами, присущих ионам твердого вещества, с одной стороны, и ионам и молекулам воды – с другой. На рис. 27 показана схема процесса растворения галита ( $\text{NaCl}$ ).

В результате вокруг ионов твердого вещества образуются гидратные оболочки. Иногда такая оболочка сохраняется даже в том случае, когда твердое вещество выпадает из насыщенного раствора в осадок. Например, выпадающий из раствора при его пересыщении сульфат кальция –  $\text{CaSO}_4$  – захватывает воду (в данном случае такая вода является кристаллизационной) и становится гипсом  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ . Процесс может идти и в обратную сторону. Аналогично гематит  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  при гидратации переходит в лимонит (бурый железняк) –  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ , или  $\text{HFeO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ , где  $n$  достигает 4. Процентное содержание воды в некоторых минералах очень велико. Например, мирабилит (глауберова соль)  $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$  содержит 56 мас. % воды, сода  $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$  – 55 мас. % и т. д.

Процессы гидратации (присоединение воды к веществу) могут происходить настолько быстро и сопровождаться столь значительным увеличением объема, что приводят к нарушениям земной коры, подобно тектоническим дислокациям.

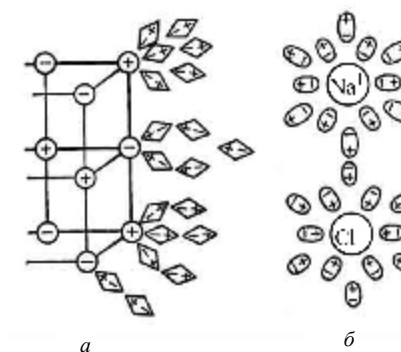
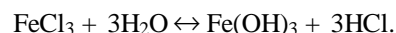


Рис. 27. Схема процесса растворения в воде кристалла галита (поваренной соли): а – процесс растворения; б – образование вокруг находящихся в растворе ионов натрия и хлора гидратной оболочки из полярных молекул воды

С повышением температуры и давления растворимость солей в большинстве случаев возрастает. Так, при температуре 10°C и давлении 1 атм галит (NaCl) растворяется предельно – 257 г/кг (насыщенный раствор), а при температуре 500°C и давлении 1000 атм – значительно больше (в 1570 раз).

Вода способна не только расщепляться сама на положительно заряженный гидратированный катион  $H^+$  ( $H_3O^+$ ) и отрицательно заряженный гидроксил  $OH^-$ , но и расщеплять другие вещества, в ней растворенные, вступая при этом в обменные реакции с присоединением элементов воды. Этот процесс носит название *гидролиза* (от греч. *h3dor* – вода; *l3sis* – разложение, растворение, распад). Например, гидролиз хлористого железа протекает по следующей схеме:



Гидролиз является одним из процессов химического выветривания горных пород и минералов, слагающих земную кору.

В связи с тесным контактом подземной воды с вмещающими ее горными породами и в связи с высокой растворяющей способностью воды химический состав раствора соответствует химическому составу вмещающих воду горных пород. Это может наблюдаться в верхних горизонтах земной коры до глубин проникновения в породы современных поверхностных вод (до 1–1,5 км). Так, при циркуляции воды в известняках или доломитах и при их выщелачивании (выщелачивание горных пород – процесс избирательного растворения и выноса водой отдельных компонентов горных пород) образуется гидрокарбонатно-кальциевая, жесткая вода, а в случае омыwania залежей галита – хлоридно-натриевая. Образование гидрокарбонатно-натриевых (содовых,  $Na_2HCO_3$ ) вод объясняется иногда разложением полевых шпатов (например, плагиоклаза  $NaAlSi_3O_8$ ) в присутствии углекислого газа  $CO_2$ . Воды сульфатного класса в присутствии кислорода могут образовываться при их циркуляции в трещиновато-пористых породах, богатых сульфидными минералами.

Однако в одном и том же стратиграфическом горизонте горных пород одного и того же химического состава и возраста могут содержаться совершенно различные подземные воды как по составу и возрасту, так и по степени концентрации. Отмеченная особенность чаще проявляется с увеличением глубины залегания подземных вод.

Кроме растворенных газов, содержащиеся в воде вещества условно можно разделить на четыре группы.

В первую группу входят главные ионы, содержащиеся в воде в наибольшем количестве и определяющие ее минерализацию и солевой состав. Они представляют более 90–95% минерального состава слабоминерализованных и более 99% высокоминерализованных вод. К ним относятся восемь ионов – четыре аниона: карбонатный ( $CO_3^{2-}$ ), гидрокарбонатный ( $HCO_3^-$ ), сульфатный ( $SO_4^{2-}$ ), хлоридный ( $Cl^-$ ) и четыре катиона: кальция ( $Ca^{2+}$ ), натрия ( $Na^+$ ), магния ( $Mg^{2+}$ ), калия ( $K^+$ ).

Вторую группу составляют биогенные элементы (соединения фосфора, азота, кремния), имеющие особо важное значение для развития жизни в водных объектах. Они содержатся в воде в весьма малых количествах. Их концентрация и режим зависят от биологических и биохимических процессов, происходящих в водных объектах. Часть их содержится в воде в виде коллоидов.

Третья группа представлена микроэлементами, к которым относится большая часть (по количеству) содержащихся в воде элементов (бром, фтор, йод, марганец, медь, кобальт, радий и др.). Концентрация их очень низка (от тысячных до десятых долей миллиграмма на литр).

К последней группе относятся органические вещества, находящиеся в воде в виде истинных растворов, коллоидов и взвесей. Содержание этих веществ характеризуется не минерализацией, а окисляемостью – количеством миллиграммов кислорода, необходимым для их окисления. Органические вещества поступают в водные объекты в результате стока и при отмирании водных организмов. Наибольшее их количество содержится в водах болот и зарастающих озер.

## 5.2. Происхождение и значение воды на Земле

**Происхождение воды.** Земля по обводненности является уникальной планетой в Солнечной системе. Эта особенность обусловлена наличием внешней, хотя и прерывистой, водной оболочки – гидросферы. В Западной Гренландии встречаются древнейшие архейские породы в виде осадков, имеющие возраст около 3,8 млрд. лет. Отложение осадков в то время свидетельствует о происходивших процессах эрозии и существовавших океанах и материках. Таким образом, гидросфера Земли сформировалась около 4 млрд. лет назад.

Существующие гипотезы о происхождении воды на Земле разделяются в основном на две группы. Одни из гипотез допускают наличие уже готовых молекул  $H_2O$  в исходном материале газопылевого

облака, из которого образовалась Земля. Подтверждением данного положения служат современные метеориты, содержащие молекулы  $\text{H}_2\text{O}$  в количестве в среднем 0,5% (по массе).

По другим гипотезам вода образовалась из первичных водорода и кислорода после конденсации газопылевого материала и образования протопланеты – Земли. Впоследствии в процессе дифференциации вещества на геосферы в условиях повышенных температур происходила дегазация недр Земли, миграция водорода и кислорода к периферии, и в результате соответствующих физических и химических процессов образовались молекулы  $\text{H}_2\text{O}$ .

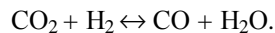
Повышенные температуры в недрах Земли способствовали выделению воды, содержащейся в материале газопылевого облака, и миграции ее к поверхности Земли подобно тому, как это происходит в настоящее время при извержении вулканов. Массовой миграции воды на поверхность способствовала гораздо более активная вулканическая деятельность в начальный период существования Земли. Именно в начальный период наиболее бурно происходили процессы дифференциации вещества Земли и выделения воды из земных недр, а возникновение гидросферы стало возможным, когда на поверхности Земли появились условия для существования жидкой воды.

Не следует отрицать возможности выделения воды из земных недр и в настоящее время, хотя нет доказательств о систематическом заметном увеличении объема гидросферы. Известные колебания уровня Мирового океана скорее связаны с циклами похолодания и потепления климата на Земле, образованием и таянием огромных масс льда. По крайней мере, с раннего кембрия (свыше 599 млн. лет назад) количество воды в гидросфере было примерно одного порядка с современным.

При высоких температурах в глубинах Земли возможно образование воды из оксида или двуоксида углерода и водорода при температуре  $1000^\circ\text{C}$ :



или при красном калении:



Вода может поступать на Землю из космоса в результате сгорания углистых метеоритов, как это происходит при горении свечи, бензина и других углеводородов. Космический путь образования воды связан с воздействием «солнечного ветра» на земную атмосферу. Солнечный ветер – один из видов корпускулярного излучения, обусловленный ис-

течением плазмы солнечной короны преимущественно в виде тяжелых частиц (протонов), имеющих скорость в среднем около 400 км/с.

В земной атмосфере протоны «солнечного ветра», присоединяя электроны, могут превращаться в атомы водорода и кислорода и образовывать молекулу воды. Однако под влиянием ультрафиолетового излучения Солнца возможна фотодиссоциация, когда процесс образования воды идет в обратном направлении.

Наконец, возможно кометное происхождение земной воды. Согласно гипотезе нидерландского астронома Яна Хендрика Оорта (1900–1992), Солнечная система окружена большим количеством комет, с которыми Земля за время своего существования неоднократно могла сталкиваться. В состав же кометного вещества, как известно, входит вода в форме снега или льда.

Однако количества воды, образующейся под воздействием «солнечного ветра», в результате физико-химических реакций в недрах и на поверхности Земли, поступающей при падении метеоритов и комет, в приходной статье водного баланса нашей планеты явно недостаточно для образования поверхностной и подземной гидросферы. Такое утверждение тем более справедливо, если учесть, что какая-то часть воды теряется Землей на диссипацию в межпланетное пространство.

Следовательно, главной приходной статьей земной воды продолжают оставаться глубокие недра Земли. Под глубокими недрами подразумеваются нижняя треть земной коры и верхняя часть мантии, т. е. глубины порядка до тысячи километров от дневной поверхности.

Указанная толща Земли сложена преимущественно силикатами, содержащими в среднем около 60% (от 40 до 80%) кремнистых образований. Поэтому, естественно, на указанных глубинах происходит взаимодействие кремнезема с водой. Вода, как известно, сильно понижает температуру плавления горных пород и значительно уменьшает вязкость образующегося расплава. По исследованиям российских и американских ученых, содержание воды в расплаве, например в альбите, при давлении 14,8 тыс. атм и температуре около  $1000^\circ\text{C}$  может достигать до 30% (по массе). В виде расплава из глубин к периферии способны переноситься огромные массы кремнезема, чем и объясняется его высокое содержание в земной коре.

Транспортировка воды из глубоких недр Земли к поверхностным слоям происходит путем диффузии, инфильтрации (по градиенту давления) и флюации (передвижения по разломам и трещинам).

Тесный контакт воды с горными породами по пути движения к поверхности и высокая растворяющая способность обуславливают насыщение воды минеральным веществом. Из этого можно заключить, что повышенная минерализация воды является ее обычным природным свойством и, вероятно, объясняет существующий уровень минерализации Мирового океана. Пресная же вода, как результат испарения и последующей конденсации, занимает лишь часть круговорота воды на Земле и поэтому встречается только на континентах в виде поверхностной и приповерхностной.

**Значение воды.** Гидросфера составляет всего лишь незначительную часть (1/4300) от массы Земли, но без воды наша планета была бы совсем другой. Значение воды на Земле огромно и многогранно. Академик В. И. Вернадский так определил значение воды: «Вода стоит особняком в истории нашей планеты. Нет природного тела, которое могло бы сравниться с ней по влиянию на ход основных, самых грандиозных, геологических процессов. Нет земного вещества – минерала, горной породы, живого тела, которое ее бы не заключало. Все земное вещество... ею проникнуто и охвачено».

Вода является составной и необходимой частью окружающей среды. Она создает условия для существования всего живого на нашей планете и прежде всего человека. Ни один организм не может существовать без нее, в то время как без воздуха (кислорода) жизнь возможна (анаэробные организмы).

Вся масса живого вещества Земли составляет 360 млрд. т, что в миллионы раз меньше массы гидросферы. Общая же масса воды, содержащейся в живых организмах, еще меньше. Но несмотря на, казалось бы, ничтожную массу воды в живом веществе, влияние этого вещества на всю воду биосферы громадно. Как сказал Вернадский, вода без жизни в биосфере – неизвестна; есть лишь редкие исключения. К ним относятся минерализованные выбросы вулканов, ядовитые купоросные, серно- и соляно-кислые воды.

Все живое вещество нашей планеты на 2/3 состоит из воды. На углерод живого вещества приходится лишь 10%, а 90% падает на водород и кислород, как составные компоненты воды. На первом месте в биосфере как по массе, так и по степени вырабатываемой ими энергии стоят микроорганизмы. На второе место можно поставить многоклеточные растения, животных и на последнее – человека. Бактерии на 81% состоят из воды, а их споры на – 50%. В тканях растений воды

содержится до 70–90%, а у некоторых водорослей и у медузы оно достигает 96–98%. Ткани человека содержат до 70% воды, кровь даже 79%, а лимфа 96%.

Вода является структурной и функциональной основой всех живых существ. Она создает среду, в которой протекают все физиологические реакции в масштабе отдельной клетки и все процессы обмена веществ в масштабе организма. Вода как химическое вещество принимает непосредственное участие в биохимических процессах, важнейшим из которых является фотосинтез.

При фотосинтезе из углекислого газа и воды образуются органические вещества, необходимые многим живым организмам. В результате фотосинтеза ежегодно на Земле образуется около 150 млрд. т органического вещества, усваивается 300 млрд. т  $\text{CO}_2$  и выделяется около 200 млрд. т свободного  $\text{O}_2$ . Благодаря фотосинтетической деятельности первых зеленых организмов в первичной атмосфере Земли появился кислород, возник озоновый экран, создались условия для биологической эволюции. При отсутствии фотосинтеза весь запас кислорода атмосферы был бы использован приблизительно за 100 лет. Это указывает на жесткую необходимость всемерной охраны растительности Земли.

В последнее время полагают, что не весь кислород атмосферы биогенного происхождения. До появления зеленых растений в атмосфере нашей планеты уже был кислород, образовавшийся в результате разложения воды под влиянием ультрафиолетового излучения Солнца и под влиянием радиолиза (от лат. *radio* – испускаю лучи; греч. *læsis* – разложение, растворение, распад), т. е. при действии на воду ионизирующих излучений. Тем не менее, образование кислорода атмосферы в столь большом объеме явилось следствием развития зеленых растений.

Растения извлекают из почвы огромное количество воды, из которого лишь 0,15–0,20% усваивается. Остальная часть воды только проходит через растение, поддерживая его ткани в увлажненном состоянии, и после извлечения из нее необходимых питательных веществ испаряется через листья (процесс транспирации). Вода регулирует температуру растения и, благодаря потерям тепла на испарение, предохраняет его от перегрева.

Все процессы, происходящие в клетках животных организмов, немыслимы без присутствия в них воды. В кровь человека и животных питательные вещества поступают через стенки пищеварительной

системы только в виде водных растворов. Расщепление белка и крахмала ферментами желудочного сока идет также только в воде. Посредством воды из организма выводятся вредные вещества. Испаряясь с поверхности кожи, вода регулирует температуру тела.

Потери даже небольшого количества воды отрицательно сказываются на жизнедеятельности организмов. При недостатке влаги в почве растения увядают и потом отмирают. Человек выживает, потеряв даже 40% массы при голодании, но потеря только 10% массы тела в результате лишения воды влечет за собой тяжелые нарушения жизненных функций организма, а потеря 20–22% массы тела – смерть.

Большое значение в формировании гидрологического и гидрогеологического состава окружающей среды имеет исторически сложившийся на нашей планете мировой круговорот влаги.

Благодаря высокой теплоемкости и подвижности вода активно участвует в формировании климата в глобальном масштабе. Атмосферная вода в сочетании с другими факторами выполняет крупную энергетическую задачу, осуществляя тепло- и массоперенос из одних широт в другие, в частности посредством циклонов. Если бы не было циклонов и антициклонов, то в тропиках наблюдалась бы невыносимая жара, а в высоких широтах – невыносимый холод. Повышенная влажность воздуха снижает вероятность заморозков и тем самым защищает растения от их губительного воздействия.

Аналогичную работу в планетарном масштабе выполняют воды Мирового океана путем теплых и холодных океанических течений. Так, теплое течение Гольфстрим, переходящее за 40° северной широты в Северо-Атлантическое, оказывает заметное влияние на климат Европы, в том числе и на климат Беларуси. Благодаря Гольфстриму российский порт Мурманск не замерзает, хотя и расположен за полярным кругом.

Вода на Земле производит огромную геологическую работу, включающую процессы выветривания и эрозии. На материках поверхностный и подземный сток дождевых и талых вод вызывает механическую и химическую эрозию – разрушение горных пород. Даже дождевые капли обладают значительной потенциальной энергией. Подсчитано, что энергия продолжительного ливня составляет около  $10^{13}$  Дж и сравнима с энергией взрыва атомной бомбы, но энергия ливня освобождается постепенно, а не мгновенно. Водными потоками с поверхности суши ежегодно сносится около  $10 \text{ км}^3$  только твердого материала. Таким образом, посредством деятельности природных вод

обеспечивается перераспределение химически растворенных и твердых веществ на Земле.

Вода всегда оказывала существенное влияние на формирование человеческой культуры и развитие цивилизации, значительно больше, чем все другие природные ресурсы нашей планеты. Реки и озера во всех странах мира всегда играли важную роль в размещении производительных сил городов. Не только крупные города, но и любое поселение человека всегда создается на том месте, где есть питьевая вода, будь это река или выход подземных вод на дневную поверхность в виде родников.

Вода широко используется во всех сферах человеческой деятельности. Без воды невозможно производство продуктов промышленности и сельского хозяйства. Так, для выплавки 1 т чугуна необходимо 200 т воды, алюминия – 120 т, меди – 5000 т. Для производства 1 т хлопчатобумажной ткани используется 250 т воды, а синтетического волокна – до 5000 т. Тепловая электростанция или современный крупный металлургический комбинат потребляют 2 млрд. т воды в год.

В районах недостаточного или неравномерного увлажнения для эффективного ведения сельского хозяйства необходимы полив или искусственное орошение полей, на которые также затрачивается большое количество воды. Вода необходима при гидропонном выращивании растений и в теплицах, а также при содержании сельскохозяйственных животных. Большое количество поверхностной и подземной воды расходуется для водоснабжения. Так, в Беларуси на одного городского жителя расход воды в сутки составляет 200–300 л, а в сельской местности – 100–150 л.

Речные потоки обладают огромными запасами гидроэнергии, для использования которых строятся гидроузлы с крупными водохранилищами.

Океаны, моря и другие водные объекты широко используются в качестве транспортных путей. Транспортировка грузов по крупным рекам обходится в 1,5–2 раза дешевле, чем по железным дорогам, и в 23–25 раз дешевле, чем на автомашинах.

Водные объекты являются источниками многочисленного сырья, используемого для получения пищевых продуктов и промышленных товаров. Среди водных объектов особо выделяется Мировой океан, обладающий огромными биологическими (рыба, моллюски, ракообразные, водные растения), энергетическими (использование энергии



приливов) и минеральными (химические элементы, растворенные в воде, полезные ископаемые на поверхности дна и под морским дном) ресурсами, а также имеющий большое значение для судоходства.

Наконец, водные объекты, особенно в сочетании с лесными угодьями, обладают высоким рекреационным потенциалом, т. е. имеют большое социальное значение.

Свойства водных объектов в их естественном состоянии (количество воды, его распределение по сезонам, глубины и др.) не всегда удовлетворяют запросы человека. Поэтому широко проводятся мероприятия по преобразованию водных объектов путем строительства плотин, дамб, создания водохранилищ, устройства каналов и т. д.

### 5.3. Гидрология, ее отрасли, методы и задачи

*Гидрология* (от греч. *hédor* – вода; *logos* – слово, учение) – наука, изучающая гидросферу, ее свойства и протекающие в ней процессы и явления во взаимосвязи с атмосферой, литосферой и биосферой. Гидросфера состоит из водных объектов.

*Водные объекты* – это формы сосредоточения воды на Земле. К ним относятся океаны, моря, озера, реки, болота, водохранилища, пруды, каналы, подземные воды, а также места постоянного сосредоточения воды в твердой фазе (снежный покров, ледники). Процессы, совершающиеся в океанах и морях, существенно отличаются от процессов, протекающих в других водных объектах, что определяет различие в подходах и методах их изучения. Поэтому гидрология делится на гидрологию моря (океанологию), гидрологию суши и гидрогеологию.

*Океанология* (от греч. *Ōkeanós* – океан) – наука о Мировом океане как части гидросферы, изучающая происходящие в Мировом океане физические, химические, геологические и биологические процессы и явления, а также расчленение Мирового океана на водные массы, подразделение его на районы и т. д. *Мировой океан*, или *океан*, – непрерывная водная оболочка Земли, окружающая материки и острова и обладающая общностью солевого состава.

*Гидрология суши* – наука, изучающая поверхностные воды суши (реки, озера, водохранилища, болота и ледники); является разделом гидрологии. По объектам изучения гидрология суши подразделяется на гидрологию рек, озероведение, болотоведение, гляциологию. Помимо деления по объектам исследования, в гидрологии суши выделяется

гидрометрия, гидрография, общая гидрология, инженерная гидрология, динамика вод суши, русловые процессы, физика вод суши (гидрофизика) и химия вод суши (гидрохимия).

Воды поверхности Земли, ее воздушной оболочки (атмосферы) и находящиеся в земной коре тесно связаны между собой, что обусловлено высокой подвижностью воды. Поэтому ряд вопросов, относящихся к деятельности воды на земном шаре, одновременно рассматривается гидрологией, метеорологией, геологией, почвоведением, геоморфологией, географией и другими науками, изучающими атмосферу и литосферу. Так, например, общими для гидрологии и метеорологии являются вопросы образования, выпадения и распределения по земной поверхности атмосферных осадков, испарения воды с поверхности рек, озер и водохранилищ, испарения влаги с почвы и растительного покрова. Общими вопросами для гидрологии, геоморфологии и почвоведения являются процессы размыва (эрозии) и отложения (аккумуляции) продуктов разрушения горных пород.

Гидрология широко использует знания физики, математики, химии, гидравлики, геодезии и других дисциплин.

В зависимости от задач и масштабов изучения водных объектов в гидрологии применяются различные методы исследований: стационарный, экспедиционный, экспериментальный, статистический и др.

*Стационарный* метод заключается в непрерывных наблюдениях за водными объектами в течение длительного времени (десяtkи лет) в одних и тех же пунктах. В результате таких наблюдений накапливаются ряды гидрологических данных, по которым можно судить о колебаниях водного режима во времени. Стационарные наблюдения ведутся на опорной сети гидрологических станций и постов гидрометеорологической службы, расположенных на реках, озерах, водохранилищах, болотах.

Гидрометеорологическая сеть на какой-либо территории располагается таким образом, чтобы охватить наблюдениями водные объекты, характерные для определенного района. Это позволяет применять *метод аналогов*, т. е. по данным о режиме исследуемых водных объектов, получаемым с помощью сравнительно редкой гидрометеосети, судить о режиме неизученных объектов, находящихся в тех же географических условиях.

*Экспедиционные исследования* проводятся с целью получения общей характеристики водных объектов некоторой территории и данных

об их режиме за короткое время (от сезона до 1–2 лет). Особенно эффективен экспедиционный метод в сочетании со стационарным.

Стационарные и экспедиционные исследования позволяют фиксировать режим водных объектов за те или иные промежутки времени, производить статистическую обработку данных и выполнять ряд гидрологических расчетов. Но по полученным данным не всегда удается выявить главные факторы, определяющие водный режим. Кроме того, особенно важно бывает проследить изменения режима в экстремальных условиях (в исключительно маловодные или многоводные годы и т. п.), которые в период наблюдений могут и не наступить. Поэтому проводятся *экспериментальные исследования* как в природной обстановке, так и путем моделирования в лабораториях. На небольшом участке естественного водотока или на модели его в лаборатории можно изменить силу действия исследуемого фактора (например, количество поступающей воды, уклон русла, скорость течения) и изучить последствия этих изменений. В лабораториях могут испытываться модели различных гидротехнических сооружений.

При обобщении гидрологических данных применяются генетические и статистические методы. С помощью *генетических методов* анализируется физическая сущность процессов, происходящих в водных объектах, раскрываются связи элементов режима с действующими факторами, взаимосвязь водных объектов с географической средой, закономерности пространственного распределения, выявляется доминирующее воздействие тех или иных факторов на водные объекты в конкретных географических условиях. *Статистические методы* позволяют рассчитывать вероятные экстремальные и средние значения элементов режима, вероятность наступления и повторяемость их, математически выражать зависимости гидрологического режима водных объектов от действующих факторов.

Гидрология, относящаяся к циклу наук о Земле, развивается и совершенствуется только на основе широкого совместного использования географических, геофизических, математических и других методов исследований, в том числе и с использованием ЭВМ.

Выявление закономерностей формирования гидрологического режима водных объектов, связей его элементов с действующими факторами, выработка теоретических основ гидрологии и методов расчетов, необходимых для практики использования природных вод, возможны только на основе обобщения данных, полученных путем различных

исследований. Это позволяет наиболее полно изучить объект и дать расчеты и прогнозы его режима.

Задачи, стоящие перед гидрологией и направленные на рациональное использование природных вод применительно к требованиям народного хозяйства, можно сформулировать следующим образом:

- 1) гидрографическое описание водных объектов, представляющее собой начальную степень их изучения. Материалы этих описаний используются главным образом для предварительного проектирования и перспективного планирования использования водных ресурсов;
- 2) оценка водных запасов и водного баланса отдельных конкретных объектов (рек, озер) или района (бассейна в целом);
- 3) определение максимальных, минимальных и других характерных расходов воды и внутригодового хода стока;
- 4) определение испарения с водной поверхности водоемов и с поверхности речных бассейнов;
- 5) оценка эрозионной деятельности рек и условий формирования русла. Расчет заиления водохранилищ и формирования их берегов;
- 6) оценка температурных, ледовых условий и химических свойств водоемов, учет их влияния на работу гидротехнических сооружений и возможности хозяйственного использования вод;
- 7) установление (расчет) особенностей водного режима, который будет иметь место в результате эксплуатации гидротехнических сооружений;
- 8) прогнозы всех основных элементов гидрологического режима (уровни, расходы, вскрытие и замерзание и др.);
- 9) исследование влияния агролесомелиоративных мероприятий (новая агротехника, полезащитные насаждения) на режим рек;
- 10) изучение загрязнения природных вод, процессов самоочищения и разработка гидрологических основ приемов борьбы с этими нежелательными воздействиями на водные ресурсы.

Указанные исследования, конечно, не исчерпывают круг вопросов и задач, рассматриваемых и решаемых гидрологией.

#### 5.4. Распространение и запасы природных вод

Изучение количества воды на земном шаре началось несколько столетий назад, что неудивительно в связи с огромным значением воды в развитии природы и в жизни человека. С углублением и совершенствованием знаний о самой Земле, размерах Мирового океана, реках,

озерах и других водных объектах сведения о количестве воды становились все более точными. Имеющиеся расхождения по количеству природных вод, в том числе и в настоящее время, обусловлены различием применяемых методик и подходов. Поэтому данные о запасах воды (табл. 5) нельзя считать окончательными.

Таблица 5

**Состав гидросферы Земли (по В. Ф. Дерпгольцу)**

Местонахождение вод	Объем	
	млн. км <sup>3</sup>	%
Мировой океан	1370	55,79
Озера и реки	0,5	0,02
Ледники и постоянный снежный покров	35,3	1,44
Атмосфера	0,013	0,0005
Итого поверхностных вод	1405,813	57,25
Подземные воды	1050	42,75
Всего	2455,813	100

Наибольшее количество природных вод Земли (почти 56%) сосредоточено в Мировом океане, занимающем площадь 361,1 млн. км<sup>2</sup>, или 70,8% земной поверхности. Мировой океан включает четыре океана (Тихий, Атлантический, Индийский, Северный Ледовитый) с их окраинными, полузамкнутыми, межостровными морями и семь внутриконтинентальных морей (Белое, Балтийское, Азовское, Черное, Средиземное, Мраморное и Красное).

Из общей площади Мирового океана Тихий океан занимает 50%, Атлантический – 25, Индийский – 21 и Северный Ледовитый – всего лишь 4%. Средняя глубина Мирового океана около 3700 м. Средняя годовая температура поверхностных вод равна 17,5°C. В открытом океане наибольшая температура у экватора (до 28°C); по мере приближения к полюсам она понижается до –1,9°C. В придонном слое температура воды 1,4–1,8°C, а в полярных областях – ниже 0°C. Средняя соленость воды Мирового океана составляет 35‰, увеличиваясь в тропических морях до 39–42‰.

*Тихий океан*, как занимающий наибольшую площадь (178,6 млн. км<sup>2</sup>) с объемом воды 710 млн. км<sup>3</sup>, называют еще Великим океаном. Средняя глубина Тихого океана составляет 4280 м, а максимальная глубина равна 11 022 м в желобе Витеза Марианской впадины, представляющей

собой подводное ущелье длиной около 1500 км. В 1960 г. под руководством швейцарского ученого профессора Ж. Пикара было осуществлено погружение в глубины Марианской впадины на батискафе «Триест». На глубине 10 916 м давление воды достигло более 1000 атм, а температура была равна –3°C. В Тихом океане имеется 15 впадин, глубина которых превышает 7000 м.

Площадь *Атлантического океана* составляет 91,6 млн. км<sup>2</sup>, а объем воды – 329,7 млн. км<sup>3</sup>. Средняя глубина его 3600 м. *Индийский океан* занимает площадь 76,17 млн. км<sup>2</sup> с объемом воды 282,7 млн. км<sup>3</sup> и имеет среднюю глубину 3711 м. Наименьшим по площади (14,75 млн. км<sup>2</sup>) является *Северный Ледовитый океан* с максимальной глубиной до 5527 м. Глубина его на северном полюсе достигает 4000 м. В зимний период около 9/10 его акватории покрыто льдами. Летом температура поверхностных вод в нем изменяется от температуры замерзания до 5°C и больше в отдельных районах.

Из континентальных (внутренних) *Средиземное море* самое крупное. Площадь его равна 2,5 млн. км<sup>2</sup>. Соединяется Гибралтарским проливом с Атлантическим океаном и посредством Суэцкого канала с Красным морем. Средняя глубина Средиземного моря составляет 1438 м, а наибольшая – 5121 м. Соленость воды колеблется от 36 до 39,5‰.

*Белое море*, по существу, представляет собой обширный залив Северного Ледовитого океана. Имеет площадь 90 тыс. км<sup>2</sup>, среднюю глубину 67 м и максимальную – 350 м. Соленость воды колеблется в пределах 24–34,5‰. Зимой покрыто льдом.

*Балтийское море* (др.-рус. Варяжское) имеет площадь 419 тыс. км<sup>2</sup>, преобладающие глубины от 40 до 100 м, а максимальную глубину 470 м. Зимой замерзает в северо-восточной части. Соленость в западной части равна 11‰, в центральной – 6–8‰.

*Азовское море* (др.-рус. Сурожское) соединяется Керченским проливом с Черным морем. Площадь Азовского моря равна 39 тыс. км<sup>2</sup>. Среди всех морей нашей планеты Азовское море самое мелководное. Средняя глубина его достигает лишь 8 м, а наибольшая – не превышает 15 м. Замерзает на 2–3 месяца. Соленость воды около 11‰. В западной части Азовского моря находится залив Сиваш, или Гнилое море. Вода в заливе высокоминерализованная, летом берега покрываются солью.

*Черное море* проливом Босфор соединяется с Мраморным морем. Площадь Черного моря равна 422 тыс. км<sup>2</sup>. Наибольшая глубина – 2210 м. В открытом море на поверхности соленость в среднем

около 18%, а на больших глубинах достигает 22,5% за счет поступления вод Средиземного моря. В Черном море глубже 200 м кислород в воде отсутствует и начинает нарастать содержание сероводорода, достигающее у дна 7 см<sup>3</sup>/л. В связи с этим на больших глубинах живые организмы отсутствуют. Поверхность моря покрывается льдом только в северной прибрежной части акватории.

*Мраморное море* – наименьшее среди внутренних морей. Оно соединяется проливом Дарданеллы со Средиземным морем. Площадь Мраморного моря составляет 12 тыс. км<sup>2</sup>, а наибольшая глубина – 1273 м. Средняя соленость вод Мраморного моря приближается к таковой Средиземного моря.

*Красное море* расположено между Африкой и Аравийским полуостровом. На юге через Баб-эль-Мандебский пролив соединяется с Аравийским морем, которое является окраинным морем Индийского океана. Красное море имеет площадь 460 тыс. км<sup>2</sup>. Наибольшая глубина его достигает 3039 м. Красное море – самое соленое и самое теплое из всех морей мира. В литре воды содержится около 42 г соли, а в некоторых местах – 43,5 г. В южной части Красного моря температура поверхностных вод держится около 35,6°C, уменьшаясь зимой до 22°C.

Общая площадь озер нашей планеты около 2,1 млн. км<sup>2</sup>, что несколько меньше площади Средиземного моря. На долю всех озер приходится всего лишь около 1,4% площади суши. Среди них встречаются сточные и бессточные, пресные и соленые (минерализованные). Количество озер на земном шаре исчисляется миллионами. Только на территории бывшего СССР их насчитывается 2,85 млн.

*Каспийское озеро (море)* является самым крупным внутренним водоемом, не связанным с Мировым океаном. Как озеро Каспий существует около 4000 лет. Раньше этот водоем составлял одно целое с Азовским морем. О том что Каспий был морем, свидетельствует строение его дна, где под осадочными породами залегают не граниты, а базальты, что характерно для океанической коры.

Площадь Каспийского озера равна 376 тыс. км<sup>2</sup>, объем воды достигает 77 тыс. км<sup>3</sup>. При средней глубине 180 м в северной части глубина достигает лишь 22 м, а в южной – до 1025 м. Соленость близ устья Волги составляет 0,05‰, а в юго-восточной части возрастает до 12,6–13,2 ‰. Уровень воды в Каспии расположен ниже уровня Мирового океана более чем на 20 м.

Поверхность же *Мертвого озера (моря)* находится на 365 м ниже уровня Мирового океана. Кстати, побережье озера является самым низким местом поверхности суши земного шара. Это бессточное озеро находится на Ближнем Востоке (в Иордании и Израиле). Имеет площадь 1050 км<sup>2</sup> и длину 76 км. Глубина его достигает 400 м. Характеризуется очень высокой минерализацией (до 437‰). Со дна озера всплывает асфальт, поэтому его называют еще «Асфальтовым». На западном берегу озера находится соляная купол-гора, возвышающаяся над уровнем озера на 210 м; она имеет длину 10 км и ширину 1,5 км. Предполагают, что соляной рассол поступает по разлому из глубинных слоев земной коры. Из-за высокой минерализации органическая жизнь в озере отсутствует. Живые организмы, приносимые в озеро речными водами, немедленно умирают. Установлено, что питание этот водоем получает на 1/3 из реки Иордан и на 2/3 за счет разгрузки подземных рассолов.

Однако наиболее «мертвым» является не Мертвое море, а озеро Смерти на острове Сицилия. На его берегах нет никакой растительности, а всякое живое существо, которое попадает в него, гибнет. Как установлено, со дна озера бьют два источника концентрированной серной кислоты.

Наиболее высоко по отношению к уровню Мирового океана (на 5465 м) расположено озеро *Арпонтцо* (Китай, Гималаи). Но наибольшим среди высокогорных озер мира является озеро *Титикака* в Южной Америке (Центральные Анды, на границе Перу и Боливии). Его площадь 8300 км<sup>2</sup>, а глубина достигает 304 м. Расположено озеро на высоте 3812 м над уровнем моря, а географически – на 16° южной широты. Несмотря на такую высоту, в связи с близостью к экватору оно никогда не замерзает. Температура воды в озере держится постоянно около 11°C. Химический состав воды в нем такой же, как в Тихом океане. К тому же здесь обитают многие представители океанской фауны, в частности акулы. На его берегах находятся руины древних городов с остатками портовых сооружений. Все это указывает на то, что озеро Титикака было когда-то частью Тихого океана, но в результате тектонических процессов оказалось изолированным от океана и поднятым на столь огромную высоту.

Крупным скоплением пресной воды на Земле является система *Великих озер* (всего пять – *Верхнее озеро, Гурон, Мичиган, Эри и Онтарио*), расположенных на территории США и Канады. Их общая площадь равна 245,2 тыс. км<sup>2</sup> с объемом воды 22,7 тыс. км<sup>3</sup>, что несколько меньше по сравнению с Байкалом.

*Байкал* (по-якутски означает «богатое озеро») – уникальное пресноводное озеро. Вода в нем исключительно прозрачна (белый диск виден с глубины около 40 м). Она почти не содержит растворимых веществ – минерализация около 100 мг/л. Байкальская вода богата кислородом и даже на больших глубинах содержание его не падает ниже 9 мг/л.

По площади Байкал занимает восьмое место среди озер земного шара. Площадь его 31,5 тыс. км<sup>2</sup>, длина 636 км, наибольшая ширина 79 км. Байкал – самое глубокое озеро на нашей планете (по данным 1991 г., его глубина достигает 1657 м). В нем содержится 20% запасов пресной воды земного шара. Объем его составляет 23,6 тыс. км<sup>3</sup>. В Байкал впадают 1123 реки, а вытекает только одна – Ангара. Даже летом в жаркий период температура воды не превышает 12°C. Замерзает Байкал в январе и освобождается ото льда в июне.

«Санитаром» байкальской воды является рачок эпишура, несмотря на свои небольшие размеры (масса тысячи рачков всего 1 мг). Для добывания пищи рачок фильтрует воду через специальный орган, очищая ее от различных бактерий и водорослей.

Котловина Байкала характеризуется усиленной сейсмичностью. Здесь насчитывается до 2000 землетрясений в год, но преимущественно они небольшие. Однако в 1862 г. в результате землетрясения провалилась часть побережья и образовался залив, названный Провалом. Во время землетрясения 1958 г. дно озера возле острова Ольхон опустилось на 20 м. Установлено, что ежегодно берега Байкала раздвигаются в среднем приблизительно на 2 см, а его площадь увеличивается на 3 га. Предполагается, что нестабильность байкальской котловины обусловлена продолжающимся столкновением Индо-Австралийской и Евразийской литосферных плит.

Во избежание отрицательных последствий усиливающейся хозяйственной деятельности на природу этого уникального озера в 1969 г. было принято постановление «О мерах по сохранению и рациональному использованию природных комплексов озера Байкал». В соответствии с этим документом разработан специальный проект организации водоохранной зоны бассейна озера, охраны его вод и естественных ресурсов.

На территории Беларуси насчитывается более 10 тыс. озер, из которых 1072 имеют площадь более 0,1 км<sup>2</sup>. Общая площадь озер около 1400 км<sup>2</sup>, а объем воды 6 км<sup>3</sup>. Летом температура поверхностного слоя воды составляет 18–20°C, у дна глубоких озер – 5–7°C, а зимой – 3–4°C.

Ледяной покров достигает 70 см и покрывает озера в течение 4–5 месяцев. Все озера Беларуси пресные: минерализация в озерах с болотным питанием удерживается в пределах 30–50 мг/л, а в озерах с подземным (грунтовым) питанием и в загрязненных достигает 400–500 мг/л. Самым глубоким (53,7 м) является озеро *Долгое* площадью 2,6 км<sup>2</sup>, находящееся в Глубокском районе Витебской области. Крупнейшее озеро *Нарочь* (Мядельский район Минской области) имеет площадь 79,6 км<sup>2</sup> с объемом воды 710 млн. м<sup>3</sup>. Длина его 12,8 км, наибольшая ширина 9,8 км, средняя глубина 8,9 м, а наибольшая – 24,8 м. Минерализация воды менее 200 мг/л.

Суммарный годовой сток всех рек в Мировой океан равен 43,7 тыс. км<sup>3</sup>. Самой многоводной рекой земного шара является Амазонка (Южная Америка, территория Бразилии). Длина ее 7100 км, ширина в нижнем течении 20 км, а глубина достигает местами 135 м. Ежегодно в Атлантический океан Амазонка поставляет 7000 км<sup>3</sup> воды, или 220 тыс. м<sup>3</sup>/с. Для сравнения: Енисей, являющийся самой многоводной рекой России, имеет длину 4102 км и суммарный годовой сток 624 км<sup>3</sup>; Волга, как крупнейшая река в Европе, имеет соответственно 3530 км и 243 км<sup>3</sup>; Днепр – 2201 км и 53,6 км<sup>3</sup>; Березина (приток Днепра) – 613 км и 4,5 км<sup>3</sup>; Свислочь (приток Березины) – 327 км и 0,9 км<sup>3</sup>.

На территории Беларуси насчитывается 20,8 тыс. рек, из них 19,3 тыс. (или 93%) длиной до 10 км. Больших рек, протяженность которых свыше 500 км, – семь: Березина, Вилия, Днепр, Западная Двина, Неман, Припять и Сож.

По М. И. Львовичу, запас воды в речных руслах земного шара равен примерно 1,2 тыс. км<sup>3</sup>. Подсчитано, что на территории Беларуси единовременный объем воды в руслах рек составляет 3 км<sup>3</sup>.

По В. Ф. Дерпгольцу, запасы воды в ледниках и постоянном снежном покрове составляют 35,3 млн. км<sup>3</sup>, из которых на долю Антарктиды приходится 26,7 млн. км<sup>3</sup>. Ледники Гренландии содержат 2,6 млн. км<sup>3</sup> воды. Если равномерно распределить по поверхности континентов только льды Антарктиды, образуется слой мощностью 182 м, а при его таянии уровень Мирового океана поднимется более чем на 66 м и огромная приморская территория (около 20 млн. км<sup>2</sup>) окажется затопленной (например, Санкт-Петербург, около половины Лондона, большая часть Токио и т. д.).

В атмосфере Земли содержится преимущественно в виде пара около 13 тыс. км<sup>3</sup> воды. Атмосферная влага наиболее подвижная часть

гидросферы. Смена влаги, содержащейся в атмосфере, происходит за год 40 раз, т. е. в среднем через каждые 9 суток. Зимой содержание влаги в атмосфере несколько меньше, чем летом. Неравномерно распределена атмосферная влага и по широте. Если выразить содержание водяного пара в объемных процентах от общего объема воздушной смеси, то на широте 70° его содержится 0,2%, на широте 90° – 0,9, а у экватора – 2,6%. Однако под влиянием различных факторов могут наблюдаться существенные отклонения от приведенных средних значений.

Над территорией Беларуси в атмосфере содержится влаги в среднем около 6 км<sup>3</sup>.

Обычно при учете подземной гидросферы принимается во внимание поверхностная толща земной коры до глубин технически возможного использования подземных вод. Между тем вода, содержащаяся в земной коре и даже в литосфере, принимает активное участие в геологических процессах, совершающихся на Земле. В связи с этим В. Ф. Дерпгольцем подсчитано количество подземных вод, содержащихся в земной коре до границы Мохоровичича. Оказалось, что запасы подземных вод составляют 1050 млн. км<sup>3</sup> (существует мнение о том, что запасы подземной гидросферы В. Ф. Дерпгольцем несколько преувеличены).

Таким образом, в гидросфере Земли, включая атмосферную влагу, поверхностные и подземные воды до границы Мохоровичича, присутствует около 2,5 млрд. км<sup>3</sup> воды, из которых 57% приходится на поверхностные и около 43% на подземные воды.

Общее количество вод Земли не ограничивается поверхностью Мохоровичича. В мантии вода также имеется. Если исходить из массы мантии  $4 \cdot 10^{24}$  кг и содержания воды в ней, как предполагал А. П. Виноградов, в размере 0,5%, то общий запас ее в мантии составит 20 млрд. км<sup>3</sup>. Следовательно, содержание воды выше границы Мохоровичича будет около 11%, а 89% ее содержится еще в запасе в мантии.

Для жизни человека наибольшую ценность представляют пресные воды, т. е. природные воды с минерализацией менее 1 г/л. Запасы их на Земле составляют менее 3% от гидросферы. Кроме того, пресные воды распространены крайне неравномерно. Наибольшее их количество сконцентрировано в ледниках и в озере Байкал. Даже подземные воды, являющиеся основным источником водоснабжения, в некоторых местностях не могут использоваться из-за повышенной минерализации.

Поэтому в настоящее время при существующей численности населения нашей планеты человечество переживает хорошо известный

кризис в потреблении пресной воды даже на площадях, еще совсем недавно вполне благоприятных в этом отношении. К тому же с ростом населения и особенно с ростом промышленности увеличивается загрязнение естественных запасов пресных вод, хотя борьба с загрязнением вод ведется во всех странах.

В последнее время энергичные усилия мировой науки и техники направлены на получение пресной воды из практически неисчерпаемых запасов минерализованных поверхностных и подземных вод путем искусственного опреснения различными способами. Однако есть самый важный аспект оценки питьевой воды – ее жизненная приемлемость. Строение природной питьевой доброкачественной воды, которая отвечала бы указанному свойству, нам неизвестно, что исключает возможность ее приготовления искусственным путем. Следовательно, необходимо рационально использовать естественные ресурсы питьевой воды и проводить мероприятия по их охране от загрязнения.

### 5.5. Круговорот воды на земном шаре

*Круговорот воды* на Земле, или *лагооборот*, – непрерывный замкнутый процесс перемещения воды, охватывающий гидросферу, атмосферу, литосферу и биосферу. Движущими силами его являются солнечная радиация и сила тяжести. В этот круговорот включаются все водные объекты. Круговорот воды в природе можно представить следующей схемой (рис. 28).

Под воздействием тепла солнечной радиации с поверхности Мирового океана, озер, рек, болот, ледников, почвы и растительности испаряется огромное количество воды. Водяные пары, поступившие в атмосферу, перемещаются с воздушными массами, конденсируются и дают атмосферные осадки. Большая часть воды, испарившейся с океана, вновь поступает на его поверхность в виде атмосферных осадков, завершая таким образом *океанический*, или *малый*, круговорот воды, в котором участвуют океан и атмосфера.

Другая часть водяных паров перемещается с воздушными массами над сушей и дает осадки на материки. Воды атмосферных осадков, выпавшие на поверхность суши, частично испаряются с нее и вновь попадают в атмосферу, частично просачиваются в почвы и грунты, образуя подземные воды. Оставшаяся часть вод стекает по поверхности суши под уклон местности и дает начало водным потокам – ручьям и рекам.

## 5.6. Водный баланс земного шара

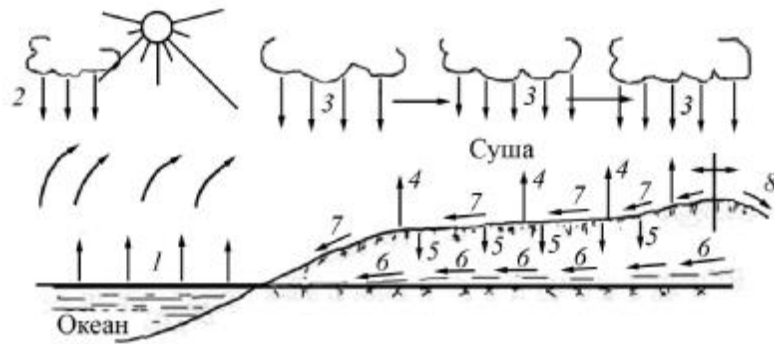


Рис. 28. Схема круговорота воды в природе:

- 1 – испарение с поверхности океана; 2 – осадки, выпадающие на океан;  
3 – осадки, выпадающие на сушу; 4 – испарение с поверхности суши;  
5 – инфильтрация; 6 – подземный сток; 7 – речной сток в океан;  
8 – сток к другому океану

Около 80% общей поверхности суши имеет уклон к океанам. Реки этой периферийной области суши дают сток в океан, завершая *мировой*, или *большой*, круговорот воды земного шара. В нем участвуют океаны, атмосфера и воды суши. Значительная часть движущихся подземных вод также поступает в океан подземным стоком или поверхностным через реки, в которые они стекают.

Интенсивность участия различных вод в общем круговороте воды характеризуется следующими данными о длительности периодов их полного возобновления: глубинные подземные воды возобновляются за 5000 лет, воды Мирового океана – за 3000 лет, воды проточных озер – за десятки лет, непроточных – за 200–300 лет, почвенная влага – в среднем за 1 год, речные воды – за 12 дней, атмосферная влага – за 9 дней.

На земле существуют и территории, имеющие уклон внутрь материков, в замкнутые котловины, часто к крупным бессточным озерам. Это области внутреннего стока, бессточные по отношению к океанам. Сток их аккумулируется внутри материков, обычно в крупных озерах или группах озер, и испаряется с их поверхности. Наиболее значительные из таких областей – Арало-Каспийский бассейн, бассейн озера Чад в Африке, Большой бассейн в Северной Америке и др.

*Водный баланс земного шара* – это количественное выражение влагооборота на Земле. При составлении водного баланса принимается, что в пределах современной геологической эпохи объем воды на земном шаре постоянен и количество ее, участвующее ежегодно в круговороте, практически неизменно. Иначе говоря, составляющие круговорота (атмосферные осадки, испарение и сток) находятся в некотором равновесном соотношении, которое может быть представлено в виде уравнения водного баланса, учитывающего приход воды в виде атмосферных осадков на поверхность земного шара и потери ее на испарение с поверхности Мирового океана и суши.

Для Мирового океана данное уравнение имеет вид

$$z_o = x_o + y, \quad (5)$$

для периферийной части суши –

$$z_c = x_c - y, \quad (6)$$

для областей внутреннего стока суши (бессточных) –

$$z_b = x_b, \quad (7)$$

где  $z_o$  – испарение с поверхности Мирового океана;  $z_c$  – испарение с поверхности суши;  $z_b$  – испарение с замкнутой (бессточной) части суши;  $x_o$ ,  $x_c$ ,  $x_b$  – соответственно осадки;  $y$  – сток.

Сложив приведенные уравнения (5), (6) и (7), получим уравнение водного баланса земного шара:

$$z_o + z_c + z_b = x_o + x_c + x_b,$$

или

$$z_{зш} = x_{зш}, \quad (8)$$

где  $z_{зш}$  – испарение на земном шаре;  $x_{зш}$  – осадки.

Приведенные уравнения справедливы только при условии, что составляющие водного баланса рассчитаны в среднем за многолетний период, в течение которого увеличение количества воды за счет повышенного увлажнения компенсируется потерями ее на испарение в засушливые годы.

Водный баланс земного шара за год численно можно выразить следующим равенством: 520,4 тыс. км<sup>3</sup>, или слой в 1020 мм, = 520,4 тыс. км<sup>3</sup>, или слой в 1020 мм, а водный баланс периферийной части суши:  $z_c = x_c - y = 107,7 - 36,3 = 71,4$  тыс. км<sup>3</sup>, или в миллиметрах: 479 = 723 – 244.

Таким образом, влагооборот на земном шаре совершается в результате взаимодействия трех процессов: формирования и выпадения атмосферных осадков, испарения с водной поверхности и суши и стока с материков. Количество воды, участвующее в круговороте в тот или иной промежуток времени, определяется атмосферными осадками и испарением. Осадки являются практически единственным источником поступления воды на поверхность суши. Неоспоримые доказательства об атмосферном питании рек и подземных вод, т. е. в результате выпадения атмосферных осадков, получены в XIX в.

В процессе влагооборота испарение – единственный путь потерь воды с поверхности Мирового океана и с поверхности суши.

Как видно из уравнения водного баланса земного шара, сток не изменяет общего количества воды на Земле, а только перераспределяет ее между материками и океаном. Несмотря на это, роль стока в формировании и преобразовании географической среды чрезвычайно велика. В результате водной эрозии и аккумуляции формируется рельеф материков. Реки транспортируют воды из районов с большим увлажнением в засушливые районы. С водами перемещаются растворенные в них вещества и взвешенные твердые частицы, и таким образом происходит перераспределение химических элементов на материках и между материками и океаном.

### 5.7. Составляющие водного баланса

Составляющими водного баланса являются испарение, атмосферные осадки и сток.

**Испарение** в уравнении водного баланса представлено *суммарным испарением* (синоним – *эвапотранспирация*), состоящим из физического и физиологического испарения. Физическим путем влага испаряется из толщи почвы, с ее поверхности и с поверхности растительности. Физиологическое испарение, или транспирация, является неотъемлемой частью жизнедеятельности растений. При этом растения корневой системой поглощают почвенную влагу, которая по сосудам проходит через растение и в конечном итоге испаряется в атмосферу через многочисленные особые образования – устьица, расположенные преимущественно в листьях.

Как следует из уравнения водного баланса суши земного шара, посредством испарения в атмосферу в виде паров воды возвращается

в среднем около 2/3 выпавших атмосферных осадков. Если для периферийной части суши земного шара испарение составляет 66%, то для территории Беларуси эта величина несколько больше (около 75%).

Испарение, как результат теплового движения молекул, определяется температурой воды, температурой и давлением водяных паров над ее поверхностью.

С поверхности хорошо прогреваемых участков почвы, насыщенной влагой, или с поверхности луж скорость испарения примерно на 50% выше, чем с более холодной поверхности водоема глубиной в несколько метров. Также в количественном выражении на испарение влияет ветер. Он способствует замещению относительно насыщенного парами воздуха у водной поверхности менее насыщенным. При скорости ветра 20 м/с скорость испарения увеличивается примерно в 1,5 раза по сравнению с безветрием.

Данные, полученные при измерении скорости испарения с суши и водоемов, показывают, что, как правило, с поверхности суши испарение идет значительно медленнее, чем с поверхности водоемов. Это объясняется тем, что испарение с суши чаще идет в условиях недостатка в ней влаги. При этом скорость испарения зависит от многих факторов: температуры почвы, глубины залегания грунтовых вод, гранулометрического состава и структуры грунта. Строение грунта влияет на скорость испарения двояко. Крупные зерна грунта способствуют испарению за счет лучшей вентиляции пор. Но одновременно уменьшаются капиллярный подъем влаги от грунтовых вод и суммарная площадь зерен, с которой происходит испарение.

В бассейнах рек соотношение площади суши и площадей водных объектов, находящихся в пределах того или иного бассейна, может быть различным. Обычно площадь суши во много раз больше. Поэтому в уравнении многолетнего водного баланса бассейна общий объем испарения с суши оказывается определяющим по сравнению с испарением с водной поверхности.

Сопоставление различных бассейнов и более обширных территорий суши показывает, что изменчивость перечисленных выше факторов, влияющих на испарение, приводит к многократным изменениям как самого испарения, так и стока. Весьма показательным в этом отношении является следующий пример. В районе Киева и Санкт-Петербурга выпадает примерно одинаковое количество атмосферных осадков. Однако за счет разницы в температурном режиме испарение



в районе Киева значительно выше и среднегодовой сток в 3 раза меньше, чем в районе Санкт-Петербурга.

Испарение происходит также с поверхности снега и льда. При этом скорость испарения подчиняется общему правилу: чем больше выражен дефицит влажности воздуха над поверхностью снега и льда, тем сильнее происходит испарение.

В целом для земного шара распределение испарения имеет зональный характер, что связано с температурным режимом. В экваториальных районах Мирового океана, где наблюдаются повышенные температуры, за год испаряется слой воды толщиной 62 м, с поверхности Средиземного моря – 1,5 м, с водной поверхности водоемов лесной зоны – около 0,5 м, а в зоне тундры – лишь 0,25 м.

Величина физиологического испарения зависит от типа растительности. Под лесами в целом за год на долю транспирации приходится от 50 до 60% суммарного испарения, а под травянистой растительностью (луга) при одинаковой теплообеспеченности – от 40 до 50%. Кроме того, суммарное испарение под лесами примерно на 12% больше, чем под травянистой растительностью. Как следует из уравнения водного баланса, обладая повышенным испарением, леса уменьшают сток. Под лесами почти не наблюдается поверхностного стока и, следовательно, отсутствует эрозия. Леса способствуют инфильтрации влаги атмосферных осадков в почвогрунты, т. е. по сравнению с безлесными территориями увеличивают подземную составляющую стока, что в конечном итоге благоприятно сказывается на водности рек, особенно в засушливые периоды при недостатке атмосферных осадков. Поэтому леса, как установлено, имеют большое водоохранное значение, защищая реки и другие водные объекты от загрязнения и регулируя их водность.

**Атмосферные осадки** – это часть водяных паров атмосферы, выпадающая после конденсации в виде дождя, снега, града и др. При равномерном распределении по территории суши земного шара среднегодовой слой осадков составляет 723 мм. Однако выпадающие осадки распределяются по отдельным районам крайне неравномерно.

Даже на территории Беларуси, относящейся к зоне достаточного атмосферного увлажнения, в южной части выпадает в год от 550 до 600 мм осадков, на преобладающей территории – 600–650 мм, а на некоторых возвышенностях – 700 мм и больше.

Наибольшее количество осадков, если рассматривать в целом земной шар, выпадает в южном предгорье Гималаев (местечко Черапунджа,

Индия) – в среднем ежегодно 12 000 мм, а в 1947 г., как самом дождливом, их количество составило даже 24 326 мм. На Гавайских островах в Тихом океане, расположенных на широте северного тропика, среднегодовое количество осадков достигает 10 000 мм. Повышенным количеством осадков (от 1000 до 5000 мм в год) характеризуется бассейн Амазонки.

Самым засушливым местом на земном шаре является пустыня Атакама, находящаяся в Южной Америке (Республика Чили) и простирающаяся длинной полосой вдоль западного побережья Тихого океана. Осадки в этой пустыне не выпадали уже свыше четырех столетий.

Количество осадков зависит от многих причин. Главные из них: удаленность территории от океанов и морей, направление господствующих ветров, рельеф местности, т. е. это причины, определяющие движение воздушных масс и насыщенность последних атмосферной влагой.

Как установлено, доля атмосферной влаги местного происхождения (испарения) в выпадающих осадках составляет не более 15%. Довольно ощутимое влияние на количество выпадающих осадков оказывает особенность территории. Так, над обширными лесными массивами осадков выпадает в среднем на 5–15% больше, чем над безлесными территориями. Примерно такое же влияние на количество выпадающих осадков оказывает заболоченность территории. Поэтому частые засухи, наблюдающиеся в последние годы в южной части Беларуси, объясняются не только общим потеплением климата на земном шаре, но и масштабным осушением болот в Полесье.

Важной характеристикой осадков является их распределение по времени. В наших широтах при отрицательных температурах в зимний период выпадают твердые осадки, составляющие около 20% от годовой суммы. В связи с их накоплением на поверхности активное участие влаги этих осадков во влагообороте проявляется при снеготаянии. Интенсивность снеготаяния значительно меньше, чем дождей. Так, интенсивность дождя может достигать нескольких миллиметров в минуту, а интенсивность снеготаяния – нескольких миллиметров в час. Однако «залповое» освобождение влаги при снеготаянии увеличивает сток в уравнении водного баланса. Поэтому реки, например на территории Беларуси, после снеготаяния характеризуются повышенной водностью.

**Сток** – это движение воды по поверхности земли (поверхностный сток) и в почвогрунтах (подземный). Он начинается с момента зарождения потоков и заканчивается их впадением в океаны и моря. На этом пути часть воды расходуется на суммарное испарение.

Характеристики стока определяются перечисленными выше особенностями испарения и выпадающих осадков. Сток сильно зависит от многих свойств поверхности той или иной территории. Впитываемость почвогрунтов определяет потери части осадков на просачивание (инфильтрацию). Чем больше крутизна склонов, уклоны дна оврагов и рек, чем сильнее территория изрезана русловой сетью оврагов и речной сетью, тем больше скорость стекания и максимальный расход стока.

Скорость стекания воды и ее количество находятся в обратной зависимости от густоты и высоты растительности, т. е. от ее гидравлического сопротивления. Но гидрологическая роль растительности шире. Кроны деревьев задерживают часть дождя и снега, которая потом испаряется, т. е. исключается из стока. Доля перехваченных кронами осадков в среднем для лиственных лесов составляет около 15%, а в еловых достигает 30%. Кроме того, растительность, в частности лес, способствует инфильтрации воды в почвогрунты, что снижает максимальные расходы воды путем поверхностного стока.

Распределение стока по времени зависит от степени естественной и искусственной зарегулированности: от наличия болот, проточных озер, водохранилищ, их размеров и расположения по территории. Чем выше зарегулированность, тем ниже максимальные расходы стока и больше его продолжительность.

Формирование стока зависит от интенсивности дождя, площади и длительности его выпадения, от свойств поверхности земли и подстилающих ее почвогрунтов: гранулометрического состава, структуры почвы и влажности ее отдельных слоев, рельефа, растительности и других особенностей. Различные сочетания перечисленных факторов могут менять параметры стока в широком диапазоне: от случаев, когда выпавший дождь не образует стока, до катастрофических наводнений.

**Характеристики стока.** Количественно сток характеризуется объемом, расходом, модулем, слоем и коэффициентом стока.

*Объем стока* ( $W$ ) – это количество воды ( $\text{км}^3$ ,  $\text{м}^3$ , л), учтенное за определенное время. Периодом учета могут быть сутки, месяц, год, отдельные периоды года и т. д.

*Расход стока* (*расход воды*,  $Q$ ) – это количество воды, стекающее с определенной территории (например, бассейна реки) в единицу времени. Различают мгновенный и средний расход воды. *Мгновенный*, или *секундный*, расход воды характеризует водность реки в данный момент, а *средний расход* характеризует среднюю водность реки за

какой-либо период и может быть многолетним, годовым, месячным, декадным и т. д. Измеряется чаще в кубических метрах в секунду; могут применяться другие единицы измерения (л/с,  $\text{м}^3/\text{сут}$ ,  $\text{м}^3/\text{год}$  и др.).

Взаимосвязь между объемом и расходом выражается уравнением

$$W = Qt, \quad (9)$$

где  $t$  – время расчетного периода.

*Модуль стока* ( $q$ ) – это количество воды, стекающее с единицы площади водосбора в единицу времени. Выражается чаще всего в кубических метрах в секунду на квадратный километр, а при малых величинах – в литрах в секунду на гектар. Определяется по уравнению

$$q = \frac{Q}{F}, \quad (10)$$

где  $F$  – величина водосборной площади,  $\text{км}^2$  или га.

*Слой стока* ( $y$ , мм) – это объем стока с водосбора, равномерно распределенный по площади данного водосбора:

$$y = 1000 \frac{W}{F}, \quad (11)$$

где  $W$  – объем стока,  $\text{м}^3$ ;  $F$  – площадь водосбора,  $\text{м}^2$ ; 1000 – перевод метров в миллиметры.

Если объем стока измеряется в кубических километрах, то площадь водосбора должна выражаться в квадратных километрах, а переводной коэффициент километров в миллиметры будет равен  $10^6$ .

*Коэффициент стока* ( $\eta$ ) – отношение величины (объема, слоя) стока к количеству выпавших на площадь водосбора осадков, обусловивших сток:

$$\eta = \frac{y}{x}, \quad (12)$$

где  $y$  – величина стока;  $x$  – величина осадков.

Коэффициент стока показывает, какая часть осадков, выпадающих на ту или иную территорию, расходуется на образование стока.

## 5.8. Водоемы и водотоки.

### Понятие о гидрологическом режиме водных объектов.

#### Элементы водных потоков

Атмосферные осадки, выпадающие на земную поверхность, концентрируются в пониженных местоположениях и образуют различные водные объекты. Среди них различают водоемы и водотоки.

*Водоем* – это постоянное или временное скопление бессточных или с замедленным стоком вод в естественных или искусственных впадинах (озера, водохранилища, пруды). Водоемами являются также моря и океаны. В группу водоемов иногда включаются болота.

*Водоток* – водный поток с движением воды по направлению уклона в углублении земной поверхности (река, ручей, канал). Водотоки могут быть *постоянными* (с течением воды круглый год) или *временными* (пересыхающими, промерзающими). Среди водотоков различают ручьи и реки, а также искусственно созданные водотоки (каналы).

*Ручей* – небольшой постоянный или временный водоток, образующийся от стока дождевых, снеговых вод или при выходе на поверхность подземных вод. Определенного различия между ручьем и малой рекой нет.

*Река* – водный поток сравнительно больших размеров.

Территории, на которых находятся водные объекты, различаются по физико-географическим особенностям (количество осадков, температура, рельеф, геологическое строение и др.), что оказывает определенное влияние на состояние водных объектов, их гидрологический режим.

Под *гидрологическим режимом* понимают закономерные изменения состояния водного объекта во времени, обусловленные физико-географическими особенностями бассейна. Гидрологический режим проявляется в виде многолетних, сезонных и суточных колебаний: 1) уровня воды (режим уровня), 2) расходов воды (режим стока), 3) ледовых явлений (ледовый режим), 4) температуры воды (термический режим), 5) количества и состава переносимого потоком твердого материала (режим наносов), 6) состава и концентрации растворенных веществ (гидрохимический режим), 7) изменений русла реки (режим руслового процесса). Применяются и такие понятия, как режим волнения, режим скоростей потока, режим течений и др. Колебания во времени уровней и расходов воды, т. е. режим уровней и стока, обычно объединяют под общим названием *водного режима*.

Под *гидрометеорологическим режимом* понимают совокупность гидрологического режима водоема (моря, озера, водохранилища) и режима некоторых метеорологических величин в пределах данной акватории, непосредственно влияющих на гидрологический режим (например, режим ветра).

В зависимости от наличия или отсутствия гидротехнических сооружений, влияющих на гидрологический режим, различают *зарегулированный режим* и *естественный, или бытовой, режим* водного объекта.

В зависимости от вида водного объекта различают режим рек, режим озер, режим подземных вод, режим болот и т. д. *Элементами гидрологического режима* называют те явления и процессы, которые характеризуют гидрологический режим водного объекта (например, колебания уровня воды, расхода, температуры воды и т. п.).

**Элементы потока.** Водный поток можно рассматривать как движущийся объем воды конечных размеров, т. е. ограниченный смоченным периметром. Поток состоит из бесконечно большого количества элементарных струек. Потоки, верхняя часть поверхности которых является свободной, а остальная – смоченной, называются *безнапорными* (реки, каналы). Поток, со всех сторон ограниченный твердыми стенками, называется *напорным* (например, сплошь заполненная труба). В безнапорных потоках, как правило, давление на поверхности воды равно атмосферному. Напорные потоки отличаются повышенным давлением.

По характеру режима движение воды в потоке подразделяется на ламинарное и турбулентное. *Ламинарный режим* движения характеризуется перемещением воды без перемешивания струй воды. Такой режим наблюдается в потоках очень малого размера при незначительной скорости течения, например при фильтрации грунтовых вод в толще грунтов. *Турбулентный режим* движения характеризуется перемешиванием частиц воды, которые кроме поступательного движения с большими скоростями имеют и вращательное движение. Такой режим наблюдается в трубах, каналах, реках или в грунтах возле скважин при откачке воды.

Элементами потока являются: живое сечение, смоченный периметр, гидравлический радиус, расход и средняя скорость.

Сечение потока плоскостью, перпендикулярной к линии потока, называют *живым сечением* или *поперечным сечением потока* (рис. 29). Площадь живого сечения потока обозначают буквой  $\omega$ ; выражают обычно в квадратных метрах.

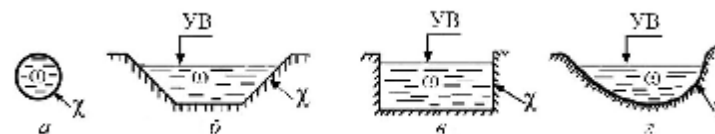


Рис. 29. Живое сечение ( $\omega$ ) и смоченный периметр ( $\chi$ ) напорной трубы (а), трапецидального канала (б), прямоугольного лотка (в) и реки (г)

*Смоченный периметр* – это линия, по которой живое сечение соприкасается с ограничивающими его стенками. Смоченный периметр обозначают буквой  $\chi$ ; выражают обычно в метрах.

*Гидравлический радиус* ( $R$ ) – это отношение площади живого сечения к смоченному периметру:

$$R = \frac{\omega}{\chi}. \quad (13)$$

Выражается в метрах.

*Расходом потока* ( $Q$ ) называется количество воды, проходящее через живое сечение потока за единицу времени. Расход, как элемент потока, является в то же время важной характеристикой стока (см. п. 5.7). Особенно большое практическое значение имеет речной сток. Расход воды характеризует обводненность территории и водность реки, а последняя определяет использование водных ресурсов (гидроэнергетика, судоходство, водоснабжение и т. п.).

*Скорость течения* в потоках – это расстояние, на которое перемещается за единицу времени в процессе движения частица или некоторый объем воды. Выражается обычно в метрах в секунду. Поскольку водный поток состоит из множества элементарных струек, каждая из них перемещается с разной скоростью. Так, в речном турбулентном потоке струйки, находящиеся ближе к берегу или ко дну, будут испытывать тормозящее влияние грунта, и скорость их течения будет меньше. Скорость течения воды в той или иной точке поперечного сечения потока называется *местной скоростью* и обозначается буквой  $u$ .

В практических задачах гидрологии и гидравлики обычно используют осредненную во времени скорость. *Средняя скорость потока* ( $v$ ) – это частное от деления расхода воды на площадь живого сечения потока:

$$v = \frac{Q}{\omega}. \quad (14)$$

Из данного выражения следует, что расход воды ( $Q$ ) равен произведению площади живого сечения ( $\omega$ ) и средней скорости потока ( $v$ ):

$$Q = \omega v. \quad (15)$$

Формула (15) используется при определении расхода воды как в безнапорных (каналы, реки), так и в напорных (трубопроводы) потоках.

В потоках с небольшой площадью живого сечения (например, в осушительных каналах) для определения средней скорости используется формула Шези. В речных потоках наиболее часто средняя скорость определяется способом поплавков или гидрометрическими вертушками.

В 1775 г. французский ученый Антуан Шези (1718–1798) вывел формулу для определения средней скорости потока:

$$v = C\sqrt{Ri}, \quad (16)$$

где  $v$  – средняя скорость потока, м/с;  $C$  – скоростной коэффициент, или коэффициент Шези;  $R$  – гидравлический радиус, м;  $i$  – гидравлический уклон.

Используя формулу Шези, можно записать выражение расхода воды:

$$Q = \omega C\sqrt{Ri}. \quad (17)$$

Площадь живого сечения потока ( $\omega$ ) и смоченный периметр ( $\chi$ ) определяют по специальным формулам.

Скоростной коэффициент ( $C$ ) в формуле Шези учитывает сумму сопротивлений водному потоку, состоящую из сопротивлений смачивающей поверхности и местных сопротивлений в виде изменений формы сечения по длине потока, локальных размывов, крупных подводных камней и т. д. Величина его зависит от гидравлического радиуса и коэффициента шероховатости ( $n$ ).

Коэффициент шероховатости ( $n$ ) зависит от характеристики смачивающей поверхности. Чем больше шероховатость имеет смачивающая поверхность, тем больше величина данного коэффициента. Так, для металлических напорных труб он находится в пределах 0,012–0,015; для каналов в естественных грунтах равен 0,03; для пойм – 0,1–0,2.

Для определения коэффициента Шези по гидравлическому радиусу и коэффициенту шероховатости предложен ряд формул. Обычно вычисленные значения коэффициента Шези сводятся в таблицу и сохраняются в специальной литературе [5, 32].

Поток движется благодаря наличию гидравлического уклона. В каналах он определяется как отношение падения канала по дну ( $\Delta h$ ) к длине участка ( $\Delta l$ ), на протяжении которого наблюдается данное падение:

$$i = \frac{\Delta h}{\Delta l}. \quad (18)$$

Величины, используемые для определения гидравлического уклона, должны быть в одних единицах длины (обычно в метрах). При определении средней скорости потока по формуле Шези (16) уклон выражается в десятичных дробях. Например, при уклоне канала 0,0005 на 1 км его длины падение составляет 0,5 м.

В речных руслах падение потока и гидравлический уклон определяются по водной поверхности, а не по дну, так как в реке наблюдается чередование мелких и глубоких участков.

## Глава 6. РЕКИ

### 6.1. Речная и гидрографическая сеть.

#### Долина, водосбор и бассейн реки. Морфометрические характеристики рек и их бассейнов

*Реками* называются водные потоки, питающиеся стоком вод атмосферных осадков (дождевых, талых, подземных) и протекающие в выработанных ими руслах с односторонним уклоном.

Начало реки называется *истоком*. Исток реки обычно соответствует месту, с которого появляется постоянное русло потока. На карте исток реки представляет собой точку. Место впадения реки в море, озеро или другую реку называется *устьем*. В засушливых районах реки иногда не доходят до другого водного объекта в связи с потерей воды на испарение и просачивание в грунт. Участок, где такая река прекращается, называется «слепым устьем».

Совокупность рек какой-либо территории, сливающихся вместе и выносящих свои воды с этой территории в виде общего потока, называется *речной системой*. Каждая речная система состоит из главной реки и притоков первого порядка, впадающих в главную реку, второго порядка, впадающих в притоки первого порядка, и т. д. (рис. 30).

Совокупность всех рек, находящихся в пределах какой-либо территории, образует *речную сеть*, которая является частью гидрографической сети. *Гидрографическая сеть* – совокупность рек, озер, болот, каналов, водохранилищ в пределах какой-либо территории.

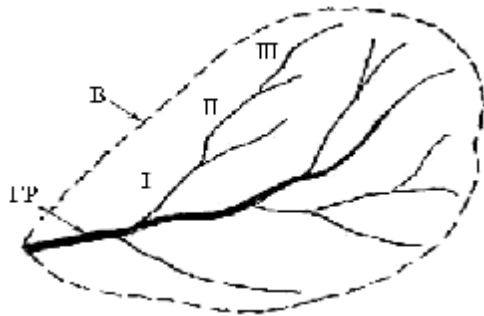


Рис. 30. Речная система:  
ГР – главная река; I–III – порядок притоков; В – водораздел

В зависимости от характера грунтов той или иной территории, ее рельефа, растительного покрова и количества выпадающих осадков речная сеть имеет различную разветвленность. Количественно разветвленность характеризуется *густотой речной сети* ( $d$ ), равной отношению суммы длин всех рек какой-либо территории ( $\Sigma L$ ), выраженной в погонных километрах, к площади территории ( $F$ ), выраженной в квадратных километрах:

$$d = \frac{\Sigma L}{F}. \quad (19)$$

При поверхностных песчаных грунтах, обладающих высокой водопроницаемостью, выпадающие атмосферные осадки быстро просачиваются в грунт и поступают в реки преимущественно подземным стоком. На такой территории речная сеть будет развита слабо. Наоборот, суглинистые и тем более глинистые грунты, как слабоводопроницаемые, способствуют образованию более разветвленной речной сети.

Для территорий с более выраженным рельефом характерна большая густота речной сети. В горных районах, где осадков обычно больше, чем на равнине, и грунты менее проницаемы, густота речной сети больше, чем на равнинных территориях. В лесных районах, где создаются более благоприятные условия для просачивания воды в грунт, наблюдается меньшая густота речной сети, чем на безлесных территориях.

На протяжении от истока до устья река протекает в речной долине. *Долина реки* – относительно узкое, вытянутое в длину, обычно извилистое углубление в земной поверхности, образованное вековой деятельностью стекающей по поверхности земли воды, с наличием русла современного потока, и характеризующееся общим наклоном дна от одного конца к другому. Речные долины не пересекают друг друга, а, встречаясь, сливаются в одну общую систему.

Основные части долины (рис. 31): бровки, склоны, подошвы склонов, дно долины, пойма, русло и террасы.

*Бровка долины* – место сопряжения склона долины с поверхностью прилегающей местности. Расстояние по горизонтали между бровками составляет ширину долины.

*Склоны долины* – участки земной поверхности, ограничивающие долину с боков.

Нижняя часть склона, где наблюдается более или менее заметный излом в поперечном профиле, называется *подошвой склона*.

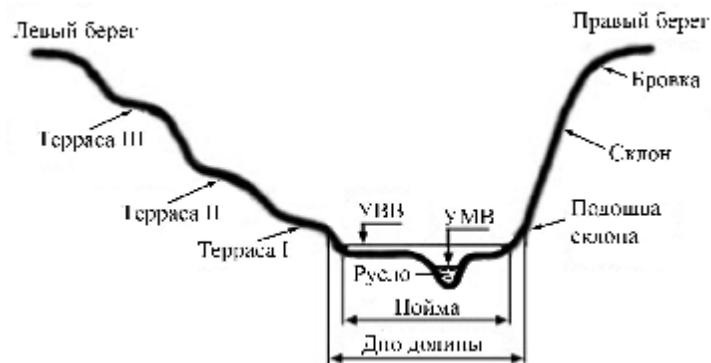


Рис. 31. Поперечный профиль речной долины.  
УВВ – уровень высоких вод; УМВ – уровень меженных вод

Самая низкая и относительно ровная часть долины, заключенная между подошвами склонов, – *дно*, или *ложе долины*.

Часть дна долины, заливаемая во время половодья речными водами (при уровне высоких вод – УВВ), называется *поймой*. Часть дна долины, занятая водным потоком при уровне низких вод (УНВ), называется *коренным* или *меженным руслом*. Часть дна долины, покрываемая речной водой периодически, во время интенсивного поступления воды, носит название *пойменного русла*.

*Террасы* – относительно горизонтальные площадки, располагающиеся уступами на различной высоте над современным дном долины. Терраса, залегающая непосредственно над дном долины, считается первой террасой, следующая за ней и располагающаяся выше, – второй и т. д. Террасы являются результатом постепенного врезания русла реки в дно долины.

В поперечном разрезе пойма разделяется на следующие три части: а) наиболее возвышенная часть, прилегающая непосредственно к руслу реки, называется *прирусловой поймой*; б) средняя часть, обычно более низкая и сравнительно ровная, называется *центральной поймой*; в) наиболее пониженная часть и поэтому имеющая иногда заболоченные участки, расположенная возле склонов долины, называется *притеррасной поймой*.

По глубине речные долины весьма разнообразны: в равнинных районах – от нескольких десятков до 200–300 м, а в горных местностях

глубина долины может достигать 2000–4000 м. Между глубиной долины и крутизной ее склонов определенной связи не наблюдается. Например, долины на равнинах при малой глубине могут иметь очень крутые склоны.

В каждую реку стекает вода, которая движется как по поверхности, так и в толще почвогрунтов. Часть земной поверхности вместе со всей толщей почвогрунтов, из которой вода поступает в реку или в речную систему, называется *бассейном реки*. Бассейн каждой реки включает поверхностный и подземный водосборы. *Подземный водосбор* – это объем толщи почвогрунтов, из которой вода поступает в речную сеть подземным стоком. *Поверхностный водосбор*, или *водосборная площадь*, – это поверхность земли, с которой в данную реку (долину, ложину, водоток, озеро и т. д.) стекает вода поверхностным стоком.

В общем случае поверхностный и подземный водосборы не совпадают. Однако в силу больших затруднений в определении границы подземного водосбора обычно при расчетах и анализе явлений стока за величину бассейна принимается только поверхностный водосбор и вследствие этого не делают различия между терминами «речной бассейн» и «речной водосбор». Возникающие ошибки в результате условного отождествления размеров бассейна и поверхностного водосбора могут оказаться существенными только для малых рек, протекающих в геологических условиях, обеспечивающих хороший водообмен между соседними бассейнами (например, в районе карста).

Поверхностный водосбор речных систем (рек) отделяется от соседнего *водораздельной линией*, или *водоразделом*. Для каждого бассейна эта линия является замкнутой. Поверхность, ограниченная водораздельной линией, составляет водосборную площадь, или водосбор  $F$ . Водосбор рек определяется по топографическим картам, на которых нанесены горизонтали местности. По наивысшим точкам рельефа проводится водораздельная линия, отделяющая бассейн данной реки от соседних. После оконтуривания площадь бассейна определяется палеткой или планиметром и выражается обычно в квадратных километрах.

Водосборная площадь является одной из основных морфометрических характеристик бассейна реки. Кроме площади, к морфометрическим характеристикам бассейна относятся длина, ширина и др.

Длина бассейна ( $L$ ) и наибольшая его ширина ( $B_{\max}$ ) определяются по карте и выражаются в километрах. Средняя ширина ( $B_{\text{ср}}$ ) равняется частному от деления площади бассейна на его длину:  $B_{\text{ср}} = F/L$  (выражается в километрах).

Большое влияние на величину стока и режим рек оказывает наличие в пределах бассейна озер, болот, лесов и других угодий (например, сельскохозяйственных земель). Для учета данных факторов вычисляются коэффициенты озерности, заболоченности, лесистости и т. д., представляющие собой отношение суммы площадей каждого показателя к общей площади бассейна (выражается в процентах):

$$K = \frac{\Sigma f}{F} 100\%, \quad (20)$$

где  $\Sigma f$  – сумма площадей какого-либо из указанных показателей (озер, или болот, или лесов и т. д.).

Кроме рассмотренной выше густоты речной сети основными морфометрическими характеристиками речной сети являются: длина главной реки ( $L$ ), длины притоков ( $l_1, l_2, \dots, l_n$ ), извилистость рек, уклон.

Длина реки измеряется по карте от устья, как от более определенной точки, до истока. Для измерения используется циркуль-измеритель с раствором 1–2 мм или курвиметр (от лат. *curvus* – кривой) – прибор для измерения длины кривых линий на планах и картах.

Извилистость рек характеризуется коэффициентом извилистости ( $K_{изв}$ ), представляющим собой отношение фактической длины реки ( $L$ ) к длине прямой линии ( $l$ ), соединяющей начальную и конечную точки измеряемого участка реки:

$$K_{изв} = \frac{L}{l}. \quad (21)$$

Обычно он колеблется в пределах 1,2–2,5.

Уклон на участке реки ( $i$ ) равен отношению падения высоты водной поверхности на этом участке ( $\Delta h$ ) к длине участка ( $\Delta l$ ):

$$i = \frac{\Delta h}{\Delta l}. \quad (22)$$

Для определения величины падения могут использоваться как абсолютные высоты Балтийской системы высот, так и относительные высоты, отсчитанные от условной горизонтальной плоскости.

## 6.2. Структура речного русла

Количество воды в речных потоках значительно колеблется, и поэтому размер русла является величиной переменной, увеличиваясь в периоды большого поступления воды при снеготаянии или выпадении

обильных дождей и уменьшаясь до минимальных значений в засушливые периоды летом и зимой, когда атмосферные осадки накапливаются в бассейнах рек в виде снега и льда.

Русла равнинных рек при всем разнообразии их размеров и формы приобретают некоторые общие черты. Как правило, в плане русла рек имеют извилистую форму. В большинстве случаев извилистость речного русла является следствием размывающей деятельности потока. Иногда определенное влияние на извилистость рек оказывают трудно размываемые породы, если они слагают дно и склоны речных долин.

Формирование извилин под влиянием размывающей деятельности потока в пределах дна долины называется процессом *меандрирования*. Под меандрированием необходимо понимать не факт наличия извилин в плановом очертании русла, а именно процесс развития извилин в сочетании с образованием стариц, протоков и других русловых форм. С развитием процесса меандрирования речное русло может разветвляться на рукава с образованием островов, а в местах с легко размываемыми грунтами сравнительно быстро изменять свое местоположение в пределах дна долины с обрушением берегов на значительном протяжении.

Для русел равнинных рек характерно преобладание извилистых участков над прямолинейными, так как извилистая форма является наиболее устойчивой при сравнительно легко размываемых грунтах. В речном потоке довольно часто может возникнуть какое-либо препятствие, отклоняющее поток в сторону берега. Берег постепенно подмывается, возникает вогнутость, и поток отклоняется к противоположному берегу. Ниже вогнутости, где струи потока обладают меньшей скоростью, будут откладываться наносы, образовавшиеся при формировании вогнутости. За вогнутостью ниже по течению возникнет выпуклость берега, направляющая струи потока к противоположному берегу. В результате на противоположном берегу также будут образовываться вогнутость и выпуклость, составляющие очередную извилину. Таким образом, раз возникнув, этот процесс будет продолжаться непрерывно, пока все протяжении реки не примет извилистую форму.

С извилистостью русла равнинных рек закономерно связано распределение глубин в плане. Произведя промеры глубин, можно изобразить русло в изобатах. *Изобаты* (от греч. *isos* – равный, одинаковый; *báthos* – глубина) – изолинии, соединяющие точки дна реки или водоема с одинаковой глубиной. Нанесенные на план реки изобаты покажут, что равнинные реки представляют собой чередование

плёсов и перекатов. *Плёс* – более глубокий участок реки по сравнению с выше и ниже расположенными. Обычно он находится несколько ниже по течению от вершины поворота русла. *Перекат* – мелководный участок реки, имеющий вид косого поперечного вала из наносов.

В результате меандрирования в руслах рек появляются следующие русловые образования: осередки, острова, останцы обтекания, рукава, протоки, заливы, отмели, пляжи и др. (рис 32).

*Осередки* – отделенные от берегов водой скопления наносов в русле реки в виде невысоких, обычно лишенных растительности, затопленных или частично обнаженных подвижных островов или отмелей, преимущественно продолговатой, вытянутой формы. Закрепление поверхности осередков растительностью при условии продолжающегося намыва может привести к переходу их в острова, относительно устойчивые и даже редко затопляемые. Причиной образования осередков может быть скопление наносов у случайных препятствий (у затонувших бревен, лодок и т. п.).

*Остров* – часть поймы, расположенная между основным руслом и рукавом или протокой. В отличие от осередков острова устойчивы и закреплены растительностью. Острова могут возникать за счет разрастания осередков или вследствие отторжения речным потоком прибрежных скоплений наносов в форме побочной, кос, пляжей.



Рис. 32. Русловые образования

*Останцы обтекания* – участки поймы (дна долины) между действующим руслом и покинутым рекой старым руслом (староречьем). Характерны незатопляемостью в половодье.

*Рукав* – часть русла реки, отделенная островом.

*Протока* – ответвление реки, часто отходящее далеко от основного русла и отличающееся от него меньшими размерами. Иногда протоки могут иметь большую ширину и глубину, но при низких уровнях скорость течения в них всегда значительно меньше.

*Залив* – участок водной поверхности, глубоко вдающийся в берег. На значительных судоходных реках заливы называются *затонами*.

*Отмель* – участок дна в русле реки или в водоеме с меньшей глубиной по сравнению с окружающими участками, обсыхающий при очень низкой воде.

*Пляж* – широкая ровная береговая полоса, примыкающая к руслу, сложенная речными наносами (чаще песчаными).

### 6.3. Гидрологический режим рек

**6.3.1. Фазы водного режима.** Объем воды, поступающей в реки, и объем годового стока в разные годы неодинаковы. Однако ежегодно отмечаются характерные периоды режима рек, зависящие от условий водного питания. Такое характерное состояние водного режима реки, повторяющееся в определенные сезоны, называется *фазой водного режима* реки. Основные фазы водного режима рек: половодье, паводок, межень (зимняя и летняя).

*Половодье* – фаза водного режима реки, характеризующаяся наибольшей в году водностью, высоким и длительным подъемом уровня, обычно сопровождаемым выходом воды из русла на пойму. Половодье вызывается главным источником питания реки. На равнинных реках, в том числе и на территории Беларуси, таким источником является снеготаяние. Поэтому половодье приурочено преимущественно к весеннему периоду. На высокогорных реках характерно летнее половодье в результате таяния снега и ледников. В муссонных и тропических зонах половодье наблюдается при выпадении обильных летних дождей. Для рек одной климатической зоны половодье повторяется ежегодно в один и тот же сезон с различной интенсивностью и продолжительностью.



*Паводок* – быстрый, сравнительно кратковременный подъем уровня воды в каком-либо фиксированном створе реки, завершающийся столь же быстрым спадом и, в отличие от половодья, возникающий нерегулярно. Величина поднятия уровня и увеличение расхода воды при паводке могут в отдельных случаях превышать уровень и наибольший расход половодья. Паводки обычно возникают от дождей, но в условиях неустойчивой зимы с оттепелями могут обуславливаться интенсивным кратковременным снеготаянием. К категории паводков обычно относят ежегодное повышение водности в осенний период в результате дождей и уменьшения испарения. Такие осенние паводки хотя и повторяются ежегодно, но часто не являются столь значительными и регулярными, как половодье.

*Межень* – периоды внутри годового цикла водного режима реки, в течение которых наблюдается низкая водность, возникающая вследствие резкого уменьшения притока воды с водосборной площади. В эти периоды преобладающее значение в речном стоке имеют подземные воды, дренируемые гидрографической сетью.

Различают *летнюю* и *зимнюю* межень. К летней межени относят период от конца половодья до осенних паводков. В летний период влага выпадающих атмосферных осадков расходуется преимущественно на насыщение почвогрунтов, которые иссушаются в результате усиленной эвапотранспирации. Зимой выпадающие атмосферные осадки аккумулируются на земной поверхности, образуя снежный покров.

Для белорусских рек характерны хорошо выраженное весеннее половодье (в марте – мае проходит от 42 до 62% годового стока) и сравнительно устойчивые летняя и зимняя межени, когда реки ежемесячно несут в среднем 4–6% годового стока. Иногда межени нарушаются дождевыми паводками летом и во время оттепелей зимой.

Весеннее половодье сопровождается разливами, затопляются поймы, а в отдельные годы и населенные пункты. В зависимости от размеров рек половодье длится 30–120 сут. Зимняя межень длится 75–130 сут.

**6.3.2. Виды водного питания рек.** Речные потоки являются результатом выпадения атмосферных осадков на поверхность суши в процессе круговорота воды на земном шаре. Однако в зависимости от местных условий поступление воды атмосферных осадков непосредственно в реки происходит неодинаково. Дождевые и талые снеговые воды частью испаряются, частью стекают по поверхности водосбора

в речную сеть. Некоторая доля их просачивается в почвогрунты, пополняя запасы подземных вод. Подземные воды, дренируемые речными долинами и руслами, также питают реки. В высокогорных и полярных районах реки, кроме того, питаются талыми водами ледников и вечных снегов. Поэтому различают *снеговое*, *дождевое*, *подземное* и *ледниковое* питание рек.

В отдельных случаях бывает весьма трудно выделить достаточно четко роль различных источников питания в формировании суммарного стока реки; в этом случае применяют термин «*смешанное питание*». Такое питание характерно для большинства рек, но, как правило, один из источников питания преобладает над другими. Так, на Восточно-Европейской равнине, в том числе и на территории Беларуси, основную роль в питании рек играют талые снеговые воды, дающие большую часть годового стока – количества воды, проходящего по реке за год. Значительно меньше в их питании участие дождевых (летние и осенние паводки) и подземных вод.

Подземное питание рек происходит главным образом водами зоны интенсивного водообмена, в которой выделяется два вида подземных вод. Первый из них – почвенные воды и грунтовые воды верхних горизонтов, связанные с дневной поверхностью; второй – грунтовые воды глубоких горизонтов, связанные с дневной поверхностью на ограниченных участках, и напорные воды, дренируемые речной сетью. В связи с этим выделяется *почвенно-грунтовое* питание рек, малоустойчивое и подверженное колебаниям в связи с изменением метеорологических условий, и *глубокое подземное* питание, значительно более устойчивое.

Доля подземного питания в годовом стоке варьирует, уменьшаясь от 40–60% в лесной зоне до 0–10% в пустынной. В равнинных районах умеренных широт преобладает снеговое питание рек, значение которого в годовом стоке возрастает с 40–50% в лесной зоне до 90–100% в полупустынной зоне в связи с более глубоким залеганием подземных вод и потерями дождевых вод на испарение.

В горных районах (Кавказ, Алтай и др.) питание рек весьма разнообразно в зависимости от высотного положения речного водосбора и климатических условий. Обычно по мере увеличения высоты местности возрастает роль снегового питания, снижается грунтовое и в местах распространения ледников приобретает большое значение ледниковое питание. Сток ледниковых рек в течение зимнего периода обычно происходит за счет грунтового питания.

**6.3.3. Уровень воды.** *Уровень воды* – это высота поверхности воды, отсчитываемая относительно некоторой постоянной плоскости сравнения. Колебания уровня – наиболее простая характеристика водности реки и ее изменений во времени. Поэтому изучению уровней уделяется большое внимание.

Систематические гидрологические наблюдения проводятся на гидрологических постах. По месторасположению различают посты речные, озерные, болотные, на водохранилищах и каналах. На гидрологических постах ведутся наблюдения за уровнем воды, ее температурой в теплый период года, за ледовыми явлениями и толщиной льда в зимний период. На большинстве речных гидрологических постов определяется скорость течения воды; на некоторых постах берется вода на химический анализ, для определения количества взвешенных в воде частиц, учитываются донные наносы. На гидрологических постах проводятся также некоторые метеорологические наблюдения. Первые гидрологические посты на реках Беларуси созданы в середине XIX в. (в Витебске в 1838 г., Пинске, Турове, Мозыре в 1843 г., Могилеве в 1844 г.). Они служили только для измерения уровней воды. В настоящее время на территории Беларуси функционирует свыше 200 гидрологических постов.

Устройство, состоящее из приспособлений, приборов и установок и служащее для систематических измерений (регистрации) высоты уровня воды, называют *водомерным постом*.

Водомерные посты состоят из приспособлений для измерения уровней воды и двух постоянных реперов для контроля высотного положения водомерных устройств. Реперы устанавливают на берегу выше уровня высоких вод.

Водомерные посты отличаются многообразием типов. Наиболее простые – речные и свайные, имеющие наибольшее распространение. Иногда устраиваются водомерные посты с самописцами и дистанционные водомерные посты.

*Речной водомерный пост* (рис. 33, а) состоит из одной или нескольких надежно закрепленных постоянных реек, используемых для определения высоты уровенной поверхности в месте наблюдения. Речные водомерные посты устраиваются преимущественно на участках рек с обрывистым, скальным берегом, где могут быть обеспечены полная сохранность рейки и неизменность ее высотного положения. Рейка может устанавливаться на устоях мостов, набережных, у плотин и на свае.

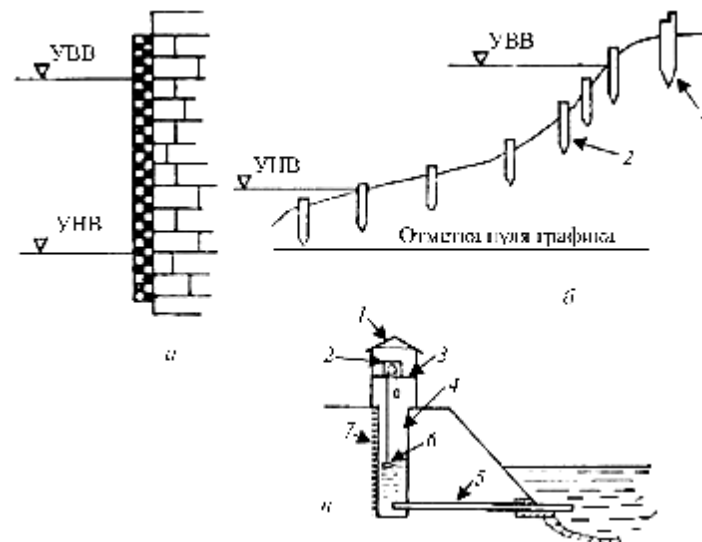


Рис. 33. Типы водомерных постов:  
а – речной; б – свайный: 1 – репер, 2 – свая;  
в – самопишущий: 1 – будка; 2 – самописец; 3 – стол; 4 – колодезь;  
5 – соединительная труба; 6 – поплавок; 7 – водомерная рейка

*Свайный водомерный пост* (рис. 33, б) устраивается на пологом склоне прямолинейного участка реки, где нет подпора воды из-за какого-либо препятствия. Состоит он из ряда свай, устанавливаемых по одной линии (створу) перпендикулярно течению воды. Применяют сваи заводского изготовления или сделанные из труб или другого стального проката. Могут использоваться железобетонные сваи, а при необходимости – деревянные диаметром 20–25 см. Сваи забиваются в грунт ниже границы промерзания, причем оставляются головки высотой 10–15 см, что исключает возможность изменения отметок головок свай в связи с оползанием берега, промерзанием грунта и т. д. В верхний торец деревянных свай забивается гвоздь с большой круглой шляпкой для установки переносной водомерной рейки.

Число свай зависит от крутизны берега и амплитуды колебания уровня воды. Нумерация свай идет от репера. Разность превышений двух смежных свай должна составлять 0,6–0,8 м. Первая свая устанавливается выше самого высокого уровня на 0,3–0,5 м, а последняя – на 0,5 м

ниже самого низшего уровня. Сваи водомерных постов, а также рейки связываются нивелировкой с репером. Уровень воды отсчитывается по переносной 1-метровой рейке с сантиметровыми делениями, устанавливаемой на ближайшую к берегу покрытую водой сваю.

*Водомерные посты с самописцами* уровня воды (рис. 33, в) имеют большое преимущество перед простыми водомерными постами. Они дают возможность регистрировать уровни непрерывно, но установка самописца требует устройства специальных сооружений, что значительно удорожает их применение. Наиболее распространен самописец «Валдай», устанавливаемый в будке на столике. У самописца поплавков, следящий за уровнем воды, подвешен на тросе; трос охватывает ролик на колесе, насаженное на ось барабана; на барабане намотана бумага. При изменении высоты поплавок барабан соответственно поворачивается. К бумаге прижато перо, которое перемещается вдоль барабана с помощью часового механизма с гиревым приводом.

Уход за самописцем (смена ленты, завод часов, поддержание нормальных условий работы) поручается наблюдателю, который посещает пост ежедневно. Рядом с самописцем устанавливается уровнемер с визуальным отсчетом (водомерная рейка). При смене ленты наблюдатель делает отсчет по уровнемеру, т. е. самописец можно представить как прибор для интерполяции хода уровня между точными отсчетами по уровнемеру.

*Дистанционный водомерный пост* оборудуется самописцем, а колебания поплавка с помощью механических, электрических, радио- или иных систем передаются к месту отсчета уровней.

Отсчет уровней на водомерном посту ведется от условной горизонтальной плоскости, называемой *нулем графика* и выбираемой не менее чем на 0,5 м ниже наинизшего уровня воды с тем, чтобы исключить отрицательные отсчеты уровня.

Для пространственного закрепления нуля графика (его превышения над уровнем Балтийского моря) на водомерном посту устанавливаются реперы, являющиеся обязательной частью каждого водомерного поста. Обычно их устраивают два – основной и контрольный.

Основной репер устанавливается с соблюдением требований (в отношении материала, конструкции, способа заложения), обеспечивающих постоянство его высоты в течение длительного периода времени, в незатопляемом месте, вдали от оползаемого и подмываемого

берега реки. Как правило, известна его абсолютная высота, т. е. превышение над уровнем Балтийского моря. Основным репером служит для эпизодических определений неизменности высоты контрольного репера.

Контрольный репер устанавливается поблизости к водомерным рейкам и сваям и служит для частых систематических определений высоты водомерных устройств путем нивелирования.

**Измерение уровней и обработка данных.** Основными сроками измерений уровней приняты 8 и 20 часов по местному времени. В периоды половодья и паводков вводят дополнительные наблюдения через равные промежутки времени (2, 4, 6 ч). При явно выраженном неустановившемся движении воды в реке уровни следует измерять через 10–30 мин. Уровни измеряются с точностью до 1 см. Если уровень попадает на середину деления рейки, то его значение округляют до четного числа. В случае колебаний уровня (например, при волнении) записывают максимальное и минимальное значения и берут среднее арифметическое.

Обработка данных наблюдений водомерных постов включает вычисление абсолютных отметок измеренных уровней и среднесуточных значений. Среднесуточный уровень определяют как среднее арифметическое из показаний в 8 и 20 часов. Аналогично среднесуточный уровень определяется и при большем количестве наблюдений.

Результаты наблюдений водомерных постов вносятся в годовые таблицы «Ежедневные уровни воды», публикуемые в «Гидрологических ежегодниках», которые издаются гидрометеорологической службой.

**6.3.4. Расход воды.** Расход воды является основным показателем водности реки. Для его определения проводятся непосредственные измерения скорости течения, площади живого сечения, смоченного периметра и гидравлического радиуса.

Существует множество экспериментальных методов измерения скоростей течения, из которых наиболее распространенными являются способ поплавков и способ гидрометрических вертушек.

Для определения скорости движения воды поплавками на прямом участке реки выбирают место, где нет подпора воды. На выбранном участке намечают три поперечника (створа): верхний (В), средний (С) и нижний (Н) (рис. 34, а).

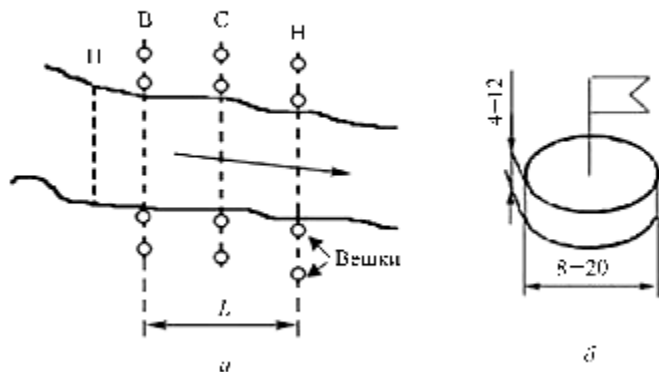


Рис. 34. Схема разбивки створов (а) и размеры (см) поверхностного поплавка (б)

Расстояние  $L$  между створами устанавливается в зависимости от скорости течения с таким расчетом, чтобы время прохождения поплавков между верхним и нижним створами было не менее 20 с. Для пуска поплавков выше верхнего створа на расстоянии  $0,2L$  намечают пусковой створ (П). Положение створов закрепляют вешками, которые устанавливаются по две на каждом берегу реки. На малых реках между вешками может натягиваться трос. Момент пересечения поплавками створов фиксируют геодезическими инструментами (мензула, теодолит) или визуально по тросу и вешкам.

Поплавки применяют различных видов: поверхностные, глубинные, двойные. Наиболее часто применяются поверхностные, изготовленные, например, из ствола дерева, диаметром 8–20 см и толщиной 4–12 см (рис. 34, б). Для лучшей видимости поплавки окрашиваются краской ярких тонов или в их середине укрепляются флажки.

Равномерно по ширине пускового створа назначают 5–8 мест пуска. Поплавки (15–30 шт.) пускают последовательно по одному, при этом на каждую пусковую точку приходится по 2–4 поплавка, с тем чтобы по возможности исключить элементы случайности в траекториях поплавков за счет турбулентности, кратковременных порывов ветра и т. д. По секундомеру фиксируется время, затраченное каждым поплавком на путь от верхнего до нижнего створа. Скорость поплавка (м/с) определяется делением расстояния между верхним и нижним створами на время хода между ними.

За максимальную поверхностную скорость потока принимают среднеарифметическую величину из скоростей трех поплавков с наименьшей продолжительностью хода. Такой подход призван исключить грубые ошибки за счет случайных отклонений в скорости отдельных поплавков. Если же время хода самого быстрого поплавка намного меньше, чем у остальных, то его исключают из расчета и максимальную скорость определяют по трем другим поплавкам с меньшим ходом. Среднюю скорость речного потока определяют по формуле

$$v = v_{\text{пов}}k, \quad (23)$$

где  $v_{\text{пов}}$  – максимальная поверхностная скорость, м/с;  $k$  – коэффициент, определяемый по формуле

$$k = \frac{C}{C + 14}, \quad (24)$$

где  $C$  – скоростной коэффициент формулы Шези.

*Вертушка гидрометрическая* – прибор для измерения скорости течения воды в потоках. С 1790 г., когда появилась первая вертушка, предложено более 200 различных моделей.

Наиболее распространена вертушка Н. Е. Жестовского. Она пригодна для надежного измерения скорости течения воды от 0,10 до 5 м/с. Состоит из следующих основных частей (рис. 35): корпуса, руля (хвоста), ходовой части с контактным механизмом и лопастным винтом и сигнального устройства.

При измерении скорости вертушка опускается в поток на металлическом стержне (штанге) при глубине до 3 м и на тросе с помощью лебедки при больших глубинах. Лопастный винт вращается в результате воздействия на него движущегося потока.

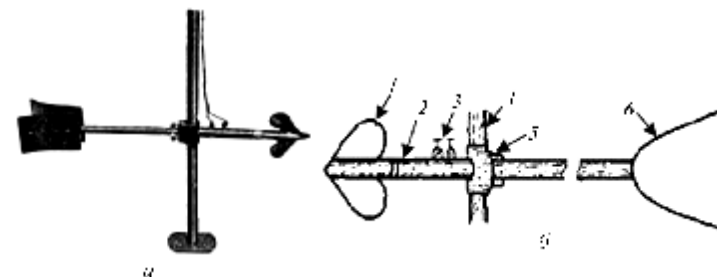


Рис. 35. Гидрометрическая вертушка Жестовского:  
а – общий вид; б – принципиальная схема устройства: 1 – лопастный винт; 2 – корпус; 3 – контакты; 4 – штанга; 5 – втулка; 6 – руль, или хвост

Количество оборотов винта фиксируется счетно-контактным устройством. Один сигнал подается через 20 оборотов лопастного винта, а количество сигналов фиксируется по секундомеру. Продолжительность измерения скорости в каждой точке равна 100 с. В зависимости от числа оборотов винта в секунду по таблице устанавливается скорость течения в метрах в секунду.

Вертушка Жестовского имеет два сменных лопастных винта диаметром 120 мм. Шаг первого винта около 215–220 мм; он служит для измерения скорости течения до 2 м/с. Второй винт с шагом 500 мм служит для измерения больших скоростей.

Измерения вертушкой производятся на скоростных вертикалях, которых в зависимости от ширины русла на каждом гидрометрическом створе назначают от 3 до 15. На каждой вертикали измерения вертушкой ведутся в 2–5 точках. Для определения средней скорости течения на вертикали используются формулы, учитывающие количество точек измерения. Например, при измерении скорости течения под ледяным покровом и в заросшем русле рекомендуется следующая формула:

$$v = \frac{1}{3} (v_{0,15} + v_{0,50} + v_{0,85}). \quad (25)$$

В качестве универсальной во всех случаях, когда не ставится задача достижения повышенной точности, рекомендуется формула

$$v = \frac{1}{2} (v_{0,2} + v_{0,8}), \quad (26)$$

где  $v$  – средняя скорость течения на вертикали; индексы при  $v$  означают глубину точки в долях глубины вертикали, в которой должна быть измерена скорость, т. е. 0,15h, 0,2h, 0,5h и т. д.

Измерение скоростей вертушкой – достаточно трудоемкий процесс. Например, на большой реке за день можно произвести измерения с одного судна (катера, лодки) только на 9–10 вертикалях, поэтому следует стремиться к максимально возможному сокращению их числа. Обычно скоростные вертикали совмещаются с промерными, где предварительно измерялись глубины, но их число значительно меньше.

**Определение расходов.** Как известно, расход воды равен произведению живого сечения потока на среднюю скорость (см. формулу (15)). При определении средней скорости потока поплавками каждый гидрометрический створ (верхний, средний и нижний) разбивается на промерные вертикали с измерением расстояния между

ними (рис. 36).

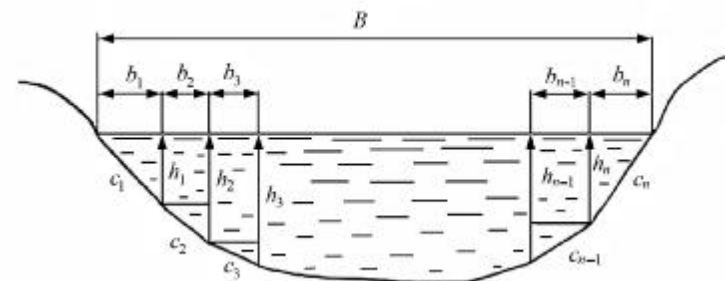


Рис. 36. Схема расположения промерных вертикалей на гидрометрическом створе

В каждой из промерных вертикалей производят замеры глубины. Глубина – это расстояние по вертикали от свободной поверхности воды до дна. В подавляющем большинстве случаев глубина практически равна расстоянию от дна до свободной поверхности по нормали к последней. Число промерных вертикалей зависит от ширины реки и ориентировочно принимается до 10 при ширине реки меньше 50 м и до 50 при ширине реки свыше 300 м. При плавном изменении дна число промерных вертикалей может быть меньше, при частых изломах рельефа дна – больше.

Площадь живого сечения ( $\omega$ , м<sup>2</sup>) каждого створа определяется как площадь элементарных геометрических фигур – треугольников, трапеций. Смоченный периметр вычисляют как сумму гипотенуз прямоугольных треугольников, используя теорему Пифагора.

По данным трех гидрометрических створов (верхнего, среднего, нижнего) определяют на данном водомерном посту средние значения живого сечения и смоченного периметра по формулам:

$$\omega = \frac{\omega_v + 2\omega_c + \omega_n}{4}; \quad (27)$$

$$\chi = \frac{\chi_v + 2\chi_c + \chi_n}{4}, \quad (28)$$

где  $\omega$  и  $\chi$  – живое сечение и смоченный периметр верхнего, среднего и нижнего створов.

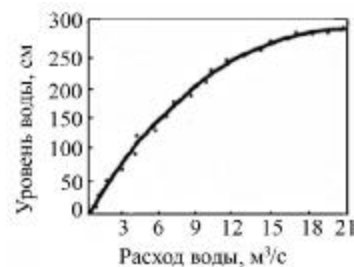


Рис. 37. Кривая расходов воды в зависимости от уровня

Для определения гидравлического радиуса ( $R$ ) используется формула (13).

При определении средней скорости потока по формуле (23) используется понижающий коэффициент  $k$ , вычисляемый из отношения (24) на основании коэффициента Шези ( $C$ ). Значения коэффициента Шези приводятся в специальных таблицах.

Таким образом, определив среднюю скорость поплавками и площадь живого

сечения потока, можно вычислить расход воды по формуле (15).

Расход воды в реке зависит от уровня, увеличиваясь при его поднятии. Зная расходы при разных уровнях воды в реке, можно построить кривую расходов (рис. 37).

Кривые расходов позволяют определять расходы воды по данным об уровнях, полученным на водомерном посту, не прибегая к дорогостоящим и трудоемким гидрометрическим измерениям. Кривые расходов должны строиться по многолетним данным измерений расходов и охватывать по возможности всю амплитуду колебаний уровня.

#### 6.4. Ледовый режим рек

При наступлении устойчивых отрицательных температур воздуха происходит отдача тепла водной массой и на реках возникают ледовые образования — реки вступают в *фазу зимнего режима*. Период жизни реки, связанный с ледовыми явлениями, можно разделить на три характерные части: замерзание реки, включающее время осеннего ледохода, ледостав и вскрытие реки.

**Замерзание рек.** Начальной фазой поверхностного ледообразования является появление сала. *Сало* — это плавающие на поверхности воды скопления смерзшихся ледяных игл в виде пятен или тонкого сплошного слоя серовато-свинцового цвета, внешне напоминающие пятна плавающего на поверхности воды жира (отсюда и название — сало). Одновременно возникают ледовые образования у берегов — *забереги* в виде неподвижного льда у одного или обоих берегов.

В связи с перемешиванием воды в реке температура всей водной массы понижается до  $0^{\circ}\text{C}$  и даже становится отрицательной, т. е. происходит

переохлаждение воды, выражающееся обычно в сотых долях градуса. При этом создаются благоприятные условия для образования *внутриводного льда*, который представляет собой непрозрачную губчатую массу, состоящую из беспорядочно разросшихся кристалликов льда вокруг взвешенных в воде частиц и различных предметов, находящихся на дне реки. Разновидностями внутриводного льда являются *шуга*, находящаяся в воде во взвешенном состоянии, и *донный лед*, кристаллизующийся на дне.

По мере развития процесса ледообразования массы внутриводного льда всплывают на поверхность, образуя *поверхностную шугу*. К поверхностной шуге иногда добавляется так называемая *снежура* (*снежница*) — снег, плавающий в воде в виде комковатых скоплений, внешне похожих на намокшую в воде вату. Снежура образуется при выпадении значительного количества снега на охлажденную водную поверхность.

При устойчивой отрицательной температуре воздуха поверхностная шуга и снежница смерзаются, образуя льдины. Одновременно идет процесс образования льда непосредственно на поверхности реки. Плывающие льдины и ледяные поля, образующиеся от смерзания отдельных льдин, заполняют поверхность реки. Начинается фаза *осеннего ледохода*. Под ледоходом понимают движение льдин и ледяных полей на реках.

В период ледохода продолжается образование и внутриводного льда (шуги). Плывающая масса льдин и шуги иногда задерживается в местах сужения русла, на участках излучин, перекатов, островов, образуя зажоры. *Зажор* — закупорка живого сечения реки в период осеннего ледохода или в начале ледостава массой внутриводного и поверхностного льда. Зажоры преграждают путь прибывающей сверху воде, вызывая подъемы уровня и затопление прилегающей местности. Поверхность ледяного покрова часто приобретает неровный характер с беспорядочным нагромождением льдин в виде так называемых *торосов*.

**Ледостав.** Под *ледоставом* понимают образование сплошного ледяного покрова. Обычно это происходит в условиях отрицательных температур воздуха, когда ледяные поля увеличиваются в размерах и в местах сужения русла происходит их задержка. Задержка способствует смерзанию ледяных полей и образованию сплошного ледяного покрова. Описанный процесс замерзания рек является наиболее типичным. Однако на малых реках и даже на отдельных участках больших рек с очень спокойным течением ледостав может установиться

в течение короткого периода времени с низкими температурами воздуха без осеннего ледохода.

При общем ледоставе некоторые участки реки могут не замерзать в течение зимы. Такие незамерзающие участки реки называются *попыньями*. Попыньи могут образовываться или вследствие больших скоростей течения, разрушающих формирующийся ледяной покров, например на быстринах, в нижних бьефах ГЭС, на порогах и пр., или вследствие выхода в русло реки относительно теплых подземных вод, или, наконец, под влиянием спуска в реку теплых вод промышленных предприятий.

Попыньи создают благоприятные условия для образования внутриводного льда и зажоров. В попыньях поверхностные слои воды переохлаждаются от соприкосновения с холодным воздухом, а поступление их в водную массу способствует образованию внутриводного льда.

Сроки замерзания рек связаны с ходом температур воздуха и значительно варьируют по территории. На реках Беларуси первый лед появляется на северо-востоке во второй декаде ноября, а к концу месяца – на всей территории. Ледостав, как период неподвижного льда, устанавливается в конце декабря. Продолжительность ледостава – от 80 до 140 сут. Наибольшей она бывает на реках бассейна Западной Двины (до 160 сут и более), а наименьшей – на реках бассейна Немана и Припяти – 10–20 сут. В теплые зимы на некоторых реках на западе и юге Беларуси ледостав отсутствует.

В зависимости от особенностей гидрологического режима рек (скорости течения, водности, величины подземного питания) наблюдаются даже значительные отклонения от средних дат ледостава. Крупные реки замерзают нередко на 10–20 дней позже малых в тех же районах. Более продолжителен и осенний ледоход на крупных реках. По тем же причинам сроки и характер замерзания рек на разных участках неодинаковы: на плёсах ледостав устанавливается, как правило, раньше, чем на перекатах.

Наращение или таяние льда определяется тепловым балансом его нижней поверхности. Составляющими теплового баланса являются: 1) тепло, поступающее из толщи водной массы (от дна и при кристаллизации воды); 2) тепло, уходящее через толщу льда к верхней его поверхности (в атмосферу). Если теплоток в атмосферу превышает теплоток из водной массы, будет наблюдаться наращение льда. При обратном их соотношении лёд будет таять.

Для расчетов толщины льда на реках и озерах используется следующая формула:

$$h = K \sqrt{\Sigma (-t)}, \quad (29)$$

где  $h$  – толщина льда, см;  $K$  – коэффициент нарастания льда;  $\Sigma(-t)$  – сумма отрицательных среднесуточных температур за расчетный период. Коэффициент нарастания льда зависит от теплопроводности льда, скрытой теплоты льдообразования и плотности льда и равен примерно 3,5.

После ледостава, когда лед еще тонкий и больше пропускает тепла из водной массы в атмосферу, наблюдается более интенсивное нарастание льда. По мере его утолщения и образования на нем снежного покрова теплоток из водной массы в атмосферу значительно сокращается, что замедляет процесс нарастания льда.

Кроме теплоток от дна, в речных потоках часть тепла образуется в результате превращения кинетической энергии в тепловую за счет преодоления гидравлических сопротивлений, что способствует замедлению процесса нарастания льда. Следовательно, чем больше скорость течения воды в реке, тем толщина льда будет меньше. Этим объясняется различная толщина льда на разных участках реки, а также то что на реках она меньше, чем на озерах.

На реках Беларуси интенсивность нарастания льда на севере наибольшая во второй половине января. В среднем интенсивность нарастания составляет 0,3–0,4 см/сут. Максимальной толщины лед достигает во второй половине февраля – начале марта и на севере и северо-востоке составляет 29–64 см, на западе и юго-западе – 22–57 см и на юге – 17–45 см. В суровые зимы на некоторых реках Беларуси толщина льда может достигать 100–120 см.

**Вскрытие рек.** *Вскрытие рек* – это процесс разрушения ледяного покрова, происходящий под воздействием тепла и механических сил, возникающих в результате интенсивного притока воды.

Вскрытие рек происходит в результате воздействия на лед двух факторов: 1) тепла солнечной радиации, нагретого воздуха и талых вод, имеющих обычно температуру выше 0°C; 2) механического действия речного потока. Тепловое воздействие приводит к таянию льда, уменьшению его толщины и прочности, а механическое – к разрушению льда и движению льдин по течению.

С наступлением периода положительных температур начинается таяние снега на льду. По мере стаявания снега все большая доля падающей

солнечной радиации поступает на поверхность льда, проникает в его толщу, вызывая таяние. Таянию способствует также тепло, поступающее от нагретого воздуха и талых вод. Раньше всего лед подтаивает и разрушается у берегов, где образуются *закраины* – участки свободной воды вдоль берега. Образованию закраин способствует подъем уровня воды в реке. В результате закраины расширяются и углубляются.

Образование закраин приводит к разрушению сплошного ледяного покрова. Часть ледяного покрова, скрепленная с берегами (береговой лед), оказывается под водой. Основная масса ледяного покрова, отделенная от берегов закраинами, подвергается разрушению. Таяние льда приводит к образованию *промоин* – открытых участков воды в ледяном покрове. Процесс разрушения ледяного покрова завершается быстрее на перекатах, где лед тоньше, чем на плёсах. Разрушение ледяного покрова на перекатах создает условия для перемещения ледяных полей с плёсов вниз по течению. Возникают так называемые *подвижки льда* – небольшие перемещения ледяного покрова на отдельных участках, происходящие под воздействием течения, ветра и при подъеме уровня воды.

Уменьшение прочности ледяного покрова под влиянием солнечной радиации, теплого воздуха и дождей, а также подъем уровня воды приводят к разрушению ледяного покрова на отдельные льдины, которые под влиянием течения приходят в движение. Начинается *весенний ледоход*.

Весной лед обладает меньшей прочностью, чем осенью. Однако при весеннем ледоходе в движение приходят булыжные его массы и при булыжных скоростях течения. Поэтому воздействие весеннего ледохода на русло реки и имеющиеся сооружения (мосты, пристани и др.) оказывается в ряде случаев более значительным, чем в период осеннего ледохода. Особенно возрастает опасность весеннего ледохода при образовании возле речных сооружений заторов.

*Затор* – нагромождение в живом сечении русла реки кристаллического льда в виде отдельных льдин и даже небольших полей. Забивая живое сечение, лед в заторе образует как бы временные ледяные плотины. Заторы вызывают выше мест их расположения значительные и резкие подъемы, а ниже – соответственно падение уровня воды.

Вскрытие рек Беларуси начинается раньше всего на юго-западе и приходится на вторую половину марта. Почти на месяц позднее вскрываются реки на северо-востоке. Весенний ледоход продолжается обычно в течение 2–10 сут, изредка до двух месяцев.

## Глава 7. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПОВЕРХНОСТНЫХ ТЕКУЧИХ ВОД

Под *текучими водами* понимаются все воды поверхностного стока на суше, возникающие при выпадении дождя и таянии снега. Стекая по поверхности Земли, вода производит различного вида работу. Чем больше масса воды и скорость течения, тем наибольший эффект ее деятельности. Хорошо известно, что текучая поверхностная вода – один из важнейших факторов преобразования лика Земли.

Как и в других экзогенных процессах, в деятельности текучих вод могут быть выделены три составляющие: 1) разрушение, 2) перенос и 3) отложение, или аккумуляция, переносимого материала на путях переноса. По характеру и результатам деятельности можно выделить два вида поверхностного стока: временных водных потоков и постоянных водотоков (рек).

### Геологическая деятельность временных водных потоков.

Дождевые и талые воды обладают небольшой силой и, двигаясь по склонам, лишенным растительности, способны захватывать (смывать) только мелкие пылеватые и глинистые частицы и переносить их из верхней части склона к его основанию. Этот процесс переноса, называемый *плоскостным смывом*, происходит до тех пор, пока в понижениях не накопится столько материала, что произойдет нивелировка, т. е. выравнивание рельефа (рис. 38).

Процесс плоскостного смыва частиц горных пород дождевыми и тальными водами получил название *делювиального*. В результате делювиальных процессов в понижениях откладывается тонкий материал – делювий. *Делювий*, или *делювиальные отложения* (от лат. *deluo* – смываю) – скопления в нижней части склонов и у подошвы возвышенностей продуктов выветривания горных пород, смытых тальными и дождевыми водами. На повышенных же элементах рельефа остается более крупный материал, называемый *элювием* (от лат. *eluo* – вымываю).

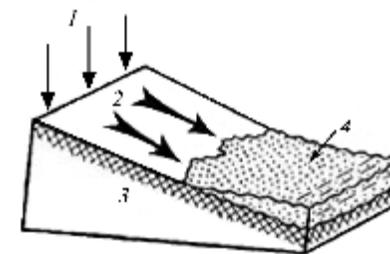


Рис. 38. Схема образования делювиальных отложений:  
1 – атмосферные осадки; 2 – плоскостной смыв; 3 – коренные породы; 4 – делювий



На территории Беларуси делювиальный процесс особенно выражен на Новогрудской, Минской и Мозырской возвышенностях и Оршанско-Могилевской равнине, где распространены лёссовидные породы. На делювиальных отложениях формируются плодородные почвы.

Плоскостной смыв, или *плоскостная эрозия* (от лат. *erosio* – разьедание), наблюдается лишь на ровных пологих склонах. На более крутых склонах потоки дождевых и талых вод сначала образуют сеть небольших струй, которые по мере движения вниз по склону сливаются в более крупные потоки со значительной кинетической энергией. Обладая большой силой, такие потоки быстро углубляются в толщу горных пород, образуя промоины и рытвины. С течением времени промоины и рытвины увеличиваются в глубину, ширину и вверх по склону, пока не достигнут его вершины. Так происходит *вертикальная, или овражная, эрозия*. В результате образуются овраги.

Низшая плоскость, до уровня которой данным потоком сносятся продукты разрушения почвогрунтов, называется *базисом эрозии*. Глубина базиса эрозии определяется разницей между наивысшей точкой данного водораздела и базисом эрозии; она может колебаться от десятка до сотен метров. Для рек и оврагов базисом эрозии является отметка уровня водоема или водотока, в который они впадают. Для материков в целом базисом эрозии является уровень Мирового океана.

*Овраги* – крупные промоины, часто с многочисленными отвершками, возникающие в результате эрозионной деятельности талых снеговых и дождевых вод, стекающих по земной поверхности. Длина оврагов достигает нескольких километров, ширина и глубина – десятков метров. Образуются преимущественно в областях распространения рыхлых, легко размываемых отложений (лёссов, суглинков). Овраги характеризуются крутыми склонами, V-образной формой поперечного сечения и примерно треугольной формой в плане.

Образованию и развитию оврагов способствует нерациональное природопользование: сведение лесной растительности, неправильная распашка склонов (вдоль них), пастбище скота по овражным склонам (уничтожение травянистой растительности и уплотнение почвы, что увеличивает поверхностный сток), устройство карьеров и т. п.

На территории Беларуси овраги занимают более 11 тыс. га и наиболее распространены на Оршанско-Могилевской равнине, Новогрудской и Ошмянской возвышенностях, Мозырской и Копыльской грядах.

Овраги – один из главных источников поступления наносов в реки. Они причиняют большой вред народному хозяйству. Сплошные поля расчленяются рвами, что препятствует движению сельскохозяйственных машин и орудий. Часть земли бесполезно теряется, почва разрушается и выносится в речные долины, где засыпает пойменные луга и загромождает русла рек. В результате деятельности оврагов понижается уровень грунтовых вод на прилегающей территории, что вредит естественной растительности и сельскохозяйственным культурам.

Для борьбы с существующими и предупреждения образования новых оврагов используют разнообразные методы: агротехнические (вспашку полей производят только поперек склонов, высевают поперечные полосы многолетних трав), лесомелиоративные (производят посадку лесных полос, облесение и залужение склонов и дна), инженерно-технические (засыпают рытвины, на подходе к оврагу устраивают водозадерживающие валы, в его вершине – водоспуски, а по дну – запруды). В пригородных местах с целью повышения комфортности отдыха овраги могут использоваться для создания искусственных водоемов.

**Геологическая деятельность рек.** Суммарный годовой сток всех рек земного шара в Мировой океан составляет около 44 тыс. км<sup>3</sup>. Для рек Беларуси эта величина достигает 36,4 км<sup>3</sup>, а с учетом транзитного стока, т. е. проходящего через территорию Беларуси, – 57,1 км<sup>3</sup>. Этот внушительный объем движущейся воды, обладая кинетической энергией, производит огромную геологическую работу по разрушению горных пород и перемещению продуктов разрушения.

Разнообразный материал переносится реками двумя способами: 1) в виде механических взвесей в толще воды и перекатыванием обломков различного размера по дну (речные наносы, или твердый сток); 2) в растворенном состоянии (ионный сток).

*Речные наносы.* Геологическая работа, которую проводят реки, заключается в разрушении почвогрунтов и размыве речной долины, в транспортировке продуктов разрушения горных пород и в их отложении (аккумуляции). В верховьях рек, где уклон водного потока обычно больше, преобладает разрушительная деятельность. В среднем течении русла рек расширяются, течение более спокойное, начинают возникать излучины. Поэтому на данном отрезке реки разрушительная деятельность речного потока сочетается с переносом образовавшегося материала, т. е. в большей степени проявляется транспортирующая деятельность. В нижнем течении рек наблюдаются максимальная

ширина, минимальная скорость, способствующая отложению переносимого материала.

Процесс разрушения почвогрунтов речным потоком называют *руслевой эрозией*. Руслевая эрозия разделяется на глубинную и боковую. Врезание рек в глубь земной коры и углубление русла рек называют *глубинной эрозией*, а расширение речных долин и русел при размыве берегов – *боковой эрозией*. Глубинная эрозия приводит к изменению высотного положения русла, а боковая – к его плановым перемещениям.

Эрозионная деятельность рек связана с энергией, которой обладает вода, стекающая по поверхности Земли под воздействием силы тяжести. Работа, совершаемая потоком воды на каком-либо участке реки в единицу времени, равна

$$N = \rho QH, \quad (30)$$

где  $N$  – мощность речного потока, кгс·м/с;  $\rho$  – плотность воды (1000 кг/м<sup>3</sup>);  $Q$  – расход воды на участке, м<sup>3</sup>/с;  $H$  – падение уровня воды на этом участке, м.

Мощность реки на участке, выраженная в киловаттах, называется *кадастровой мощностью*. Поскольку киловатт равен 102 кгс·м/с, кадастровая мощность реки составит в киловаттах

$$N = \frac{1000}{102} QH = 9,8QH, \quad (31)$$

а в лошадиных силах (лошадиная сила равна 75 кгс·м/с) –

$$N = \frac{1000}{75} QH = 13,33QH. \quad (32)$$

*Удельной километровой мощностью* реки называется мощность, отнесенная к единице длины участка:

$$N_{уд} = \frac{N}{L}. \quad (33)$$

Твердые частицы, переносимые речным потоком, называются *речными наносами*. Частицы почвы и грунта, смытые с водосбора дождевыми и талыми водами, попадая в реку, смешиваются с продуктами размыва дна и берегов русла и транспортируются рекой вниз по течению. В зависимости от скорости течения река транспортирует наносы различной крупности: от глинистых частиц (размером меньше 0,001 мм) до гальки (10–100 мм) и даже валунов (больше 100 мм). Например, река, вода в которой течет со скоростью 0,8 м/с, может переносить во взвешенном состоянии мелкий песок (размер частиц 0,05–0,25 мм),

а волокном – крупный (1–0,5 мм); со скоростью 1,5–2 м/с способна перекачивать гальку; со скоростью 3 м/с – мелкие валуны.

По характеру движения в потоке наносы делятся на *взвешенные*, перемещающиеся в толще воды во взвешенном состоянии, и *донные* (*влекомые*), которые могут транспортироваться по дну скольжением или качением. Деление наносов на взвешенные и донные в значительной степени условно, так как при изменениях гидрологического режима в живом сечении или по длине реки одни и те же частицы могут то взвешиваться, то перемещаться по дну. С увеличением скорости течения взвешиваются все более крупные частицы, а с ее уменьшением часть взвесей опускается на дно.

Количественно взвешенные наносы характеризуются мутностью воды, расходом, объемом и модулем.

*Мутность воды* (с, г/м<sup>3</sup>, кг/м<sup>3</sup>, мг/л) – масса взвешенных наносов в единице объема воды:

$$\rho = \frac{P}{V}, \quad (34)$$

где  $P$  – масса взвешенных наносов в пробе воды;  $V$  – объем пробы.

Мутность определяется путем отбора проб воды с последующим фильтрованием и взвешиванием высушенных фильтров с наносами. Для отбора проб воды используются *батометры* (от греч. *báthos* – глубина) различных моделей.

*Расход взвешенных наносов* ( $R$ , кг/с) – количество (масса) взвешенных наносов, проходящих через живое сечение реки в единицу времени. Он равен произведению расхода воды на мутность:

$$R = \rho Q, \quad (35)$$

где  $\rho$  – мутность воды, кг/м<sup>3</sup>;  $Q$  – расход воды, м<sup>3</sup>/с.

*Сток взвешенных наносов рек* ( $W_n$ , кг, т) – количество наносов, транспортируемое рекой за длительный промежуток времени (месяц, сезон, год). Он равен произведению расхода взвешенных наносов на время:

$$W_n = RT, \quad (36)$$

где  $R$  – расход взвешенных наносов, кг/с;  $T$  – время учета, с.

*Модуль стока взвешенных наносов* ( $M_n$ , т/км<sup>2</sup>·год) – количество наносов в тоннах, поступающее с 1 км<sup>2</sup> бассейна реки в год:

$$M_n = \frac{W_n}{F}, \quad (37)$$

где  $W_n$  – средний годовой сток взвешенных наносов, т;  $F$  – площадь бассейна, км<sup>2</sup>.

Характер движения донных наносов связан в первую очередь с их крупностью, глубиной русла и скоростью течения реки. Определение расходов донных наносов из-за несовершенства приборов и методики затруднительно. Поэтому для оценки количества донных наносов используют результаты их изучения на отдельных реках, на которых были проведены экспериментальные исследования. На основе этих данных выявлены соотношения между взвешенными и донными наносами для равнинных и горных рек. По исследованиям Г. В. Лопатина, приблизительно можно принять, что годовое количество донных наносов для равнинных рек составляет 5–10%, а для горных – 10–20% и более от количества взвешенных.

Большая часть стока наносов падает на периоды повышенной водности – половодья и паводки. На равнинных реках основная масса наносов, как и большая часть стока воды, проходит весной. Доля весеннего стока наносов достигает 70–85%.

В связи с изменением физико-географических условий в широтном направлении проявляются определенные закономерности в количестве взвешенных наносов. По мутности речных вод выделяют четыре зоны.

Лесная зона, в том числе и территория Беларуси, относится к зоне малой мутности ( $\rho$  – до 50 г/м<sup>3</sup>). Слабая эрозия и малая мутность речных вод указанной территории связана с растительным покровом, предохраняющим почвы от размыва, и с малыми уклонами местности.

Зона средней мутности ( $\rho$  – 50–150 г/м<sup>3</sup>) расположена в лесостепной и частично в лесной зонах. Увеличение мутности здесь связано с большими площадями безлесных и распаханых территорий.

Для степной зоны характерна повышенная мутность ( $\rho$  – 150–500 г/м<sup>3</sup>) в связи с преобладанием малоустойчивых против размыва лёссовидных суглинков и суглинистых черноземов. Размыв их возрастает также в связи с распашкой.

К зоне очень высокой мутности ( $\rho > 500$  г/м<sup>3</sup>) относятся горные области, где преобладают значительные уклоны, особенно если последние сочетаются с залеганием легко размываемых горных пород. Так, средняя годовая мутность реки Аксай в восточной части Большого Кавказского хребта составляет 11 700 г/м<sup>3</sup>, а наибольшая средняя месячная мутность этой реки достигает 35 000 г/м<sup>3</sup>.

Сток взвешенных наносов в океан со всех континентов достигает 15,7 млрд. т в год, или  $M_n = 105,4$  т/км<sup>2</sup>·год. По данным Г. И. Шамова,

модули стока взвешенных наносов изменяются от 5–20 т/км<sup>2</sup>·год на равнинных реках Европейской части СНГ до 600–2300 т/км<sup>2</sup>·год на горных реках.

По приблизительным подсчетам, реки ежегодно выносят за пределы Беларуси около 1,2 млн. т взвешенных наносов, или 5,8 т/км<sup>2</sup>·год.

*Аллювиальные отложения.* При уменьшении водности и скоростей течения речных потоков как во времени, так и в пространстве (применительно к отдельным участкам реки) усиливается аккумулярующая деятельность рек, т. е. происходит отложение взвешенных и донных наносов. Отложение переносимого реками обломочного материала называют *аллювиальным процессом*. В результате образуются *аллювиальные отложения*, или *аллювий* (от лат. *alluvio* – нанос, намыв). В общем смысле аллювий – это отложения в виде аккумулятивных форм в руслах потоков, котловинах озер (водохранилищ), в пределах долин и других участков земной поверхности продуктов разрушения земной коры, перемещаемых энергией воды.

Донным наносам рек принадлежит ведущая роль в формировании собственного русла, где возникают перекаты, отмели и другие русловые образования. Пойменные же отложения формируются преимущественно за счет взвешенных наносов. При деформации русла и поймы речным потоком может наблюдаться обратное поступление отложившихся наносов в поток.

Аллювиальные отложения состоят из обломочного материала различной степени окатанности и сортировки и бывают представлены галечником, гравием, песком, суглинком, глиной и илами. По месту образования аллювиальные отложения делятся на русловые, пойменные и старичные.

*Русловые отложения* отличаются большей крупностью обломков, чем отложения пойм и стариц. В руслах крупных равнинных рек обычно отлагается песок, а в малых реках и ручьях – песок и глина. На участках рек с быстрым течением, что особенно характерно для горных рек, отлагается крупнообломочный валунно-галечный материал, на участках с небольшой скоростью течения – более тонкий.

*Пойменные отложения* образуются в пределах поймы при половодьях и паводках. Во время разлива рек наибольшие скорости течения наблюдаются в пределах коренного русла, где глубина водного потока наибольшая. При выходе на прирусловую пойму скорость течения значительно уменьшается, что способствует отложению более

крупного материала. Поэтому аллювий приустьевой поймы представлен преимущественно песками.

В центральной части поймы на подъеме половодий и паводков, когда наблюдаются большие скорости течения, отлагается тонкопесчаный материал. На спаде воды и уменьшении скорости течения начинает отлагаться более тонкий материал. В результате для центральной части поймы характерны слоистые отложения, состоящие из тонкопесчаного материала, супесей и суглинков.

*Старичные отложения* образуются в старицах и сложены мелкозернистыми песками, супесями, суглинками, глинами и илами, отличаются разнообразной слоистостью и обычно содержат много органических веществ из остатков водорослей и гидрофильной растительности. При преобладании органических остатков над минеральными в пониженных местоположениях (наиболее часто в притеррасной пойме) формируются торфяники.

В Беларуси аллювиальные отложения приурочены к современным долинам и занимают более 5% территории, образуя аллювиальные равнины. Мощность аллювия зависит от размеров реки и ее геологической истории. В долинах крупных рек (Днепра, Припяти, Немана) мощность аллювиальных отложений колеблется от нескольких метров до 15–18 м. Обширные аллювиальные равнины сформировались на месте Припятского Проггиба (Гомельское и Припятское Полесье), где водно-ледниковые отложения перекрыты современным аллювием Днепра, Припяти, Птичи, Березины, Сожа и других рек. В устьях крупных рек, для которых характерны большие объемы взвешенных наносов, часто образуются дельты. *Дельта* – это особая форма устья реки, обычно возникающая на мелководных участках моря или озера с наличием многочисленных рукавов и протоков, располагающихся часто веерообразно. Название происходит от заглавной буквы греческого алфавита Δ (дельта), сходство с которой имеют эти устьевые образования в плане.

Площадь дельты Волги равна 19 тыс. км<sup>2</sup> (рис. 39).

Значительно большую дельту имеет река Хуанхэ (восток Китая), которая протекает через Лёссовое плато и характеризуется наибольшей мутностью (35–40 кг/м<sup>3</sup>) среди крупных рек земного шара. Взвешенные наносы этой реки представлены в основном лёссом, придающим воде желтую окраску (отсюда название реки – Желтая и название моря – Желтое, в которое она впадает).

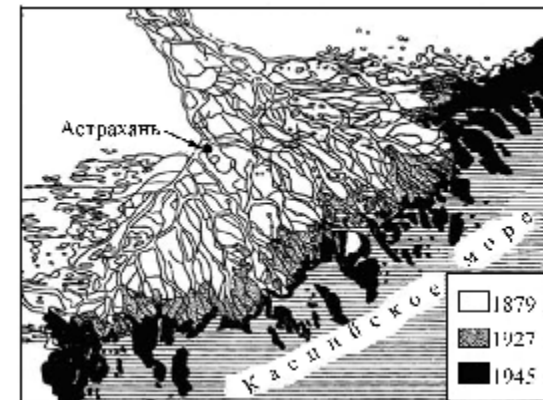


Рис. 39. Дельта Волги

Накопление аллювиальных осадков в дельтах совершается довольно быстро (до 6 м в год), и дельта нарастает в сторону моря до 100 м/год, как дельта реки Терек, или даже до 350 м/год, как дельта реки Миссисипи. В результате образуются обширные аллювиальные равнины, к которым относятся Великая Китайская равнина (бывшая дельта Хуанхэ), равнины ФРГ, части Бельгии и Нидерландов (объединенная дельта Рейна, Мааса, Шельды и Эмса) и др.

#### **Гидрохимические особенности речных вод и ионный сток.**

В процессе стока – движения и обмена вод на земном шаре – вместе с водами перемещаются значительные массы не только твердых частиц, но и растворенных веществ. Основная роль в переносе и распределении этих веществ принадлежит рекам, водообмен у которых совершается быстрее, чем у других водных объектов (в среднем по земному шару за 20–25 сут).

Из гидрохимических особенностей речных вод следует рассмотреть следующие вопросы: состав растворенных веществ, их концентрацию, колебание состава и концентрации во времени (гидрохимический режим) и в пространстве (изменения по территории, длине реки и живому сечению потока), а также количественные характеристики ионного стока.

Под растворенными веществами понимаются неорганические и органические вещества, находящиеся в речных водах в ионно-молекулярном или коллоидном состоянии. Они включают основные ионы,

биогенные элементы, микроэлементы, органическое вещество, растворенные газы.

Наибольшую часть растворенных веществ составляют основные ионы, которым отводится главная роль в гидрохимическом режиме рек. К ним относятся следующие ионы, определяющие химический состав речных вод: гидрокарбонатный ( $\text{HCO}_3^-$ ), карбонатный ( $\text{CO}_3^{2-}$ ), сульфатный ( $\text{SO}_4^{2-}$ ), хлоридный ( $\text{Cl}^-$ ) и катионы ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  и  $\text{K}^+$ ). Содержание их в единице объема воды называется *минерализацией* ( $S$ , мг/л, г/л, ‰).

Речные воды, как правило, имеют сравнительно малую минерализацию, так как вода, поступающая в реки с водосборной площади, соприкасается с хорошо промытыми почвогрунтами, а также в связи с тем, что в реках происходит быстрая смена воды.

Российский гидрохимик О. А. Алйкин (1908–1995) разработал гидрохимическую классификацию речных вод, согласно которой реки по минерализации делятся на четыре группы: малой минерализации (до 200 мг/л), средней (200–500 мг/л), повышенной (500–1000 мг/л) и высокой минерализации (более 1000 мг/л). По преобладающим ионам выделяются реки гидрокарбонатного ( $\text{HCO}_3^-$ ), сульфатного ( $\text{SO}_4^{2-}$ ) и хлоридного ( $\text{Cl}^-$ ) классов.

Минерализация и ионный состав речных вод подвержены значительным колебаниям в зависимости от метеорологических условий и характера питания рек. Между расходами воды и ее минерализацией существует обратная связь: с увеличением расхода уменьшается минерализация. Наименьшая минерализация характерна для паводков, наибольшая – для межени. Однако снижение минерализации речных вод во время весеннего половодья и паводков не означает, что в этот период уменьшается и абсолютное значение ионного стока рек. Наоборот, общее количество выносимых рекой ионов увеличивается с возрастанием ее водности.

Минерализация вод выше при питании рек подземными и ниже при питании поверхностными (снеговыми и дождевыми) водами. В связи с питанием рек меняется в течение года и соотношение основных ионов в речной воде. Во время паводков и паводков в большинстве рек возрастает относительное содержание  $\text{HCO}_3^-$  и  $\text{Ca}^{2+}$ , в межень –  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$  и  $\text{Na}^+$ . При значительных различиях в питании поверхностными и подземными водами с водосбора река во время половодья может относиться к одному гидрохимическому классу, а в межень – к другому.

В связи с интенсивным водообменом и турбулентностью движения воды происходит выравнивание гидрохимических показателей речных вод. С другой стороны, по ряду причин, главные из которых – влияние притоков, изменение соотношения поверхностного и подземного питания, несинхронность поступления в реку вод различного происхождения, наблюдается неоднородность речных вод по минерализации и ионному составу. Сильнее она проявляется по длине рек, особенно пересекающих различные географические зоны, слабее – по живому сечению и почти не сказывается по вертикали.

Общей закономерностью изменения минерализации и ионного состава речных вод по территории является рост их солесодержания при переходе от увлажненных к засушливым районам и изменение гидрохимического класса от гидрокарбонатного к сульфатному, затем к хлоридному в том же направлении.

В зоне избыточного увлажнения значительное количество осадков, малое испарение и высокий сток способствуют хорошей промываемости почвогрунтов. Они достаточно хорошо перемыты, обеднены легко растворимыми хлоридами и сульфатами. При этом ионный состав речных вод определяется очень распространенными и менее растворимыми известняками в поверхностных слоях почвогрунтов, с которыми соприкасается речная вода.

В аридных районах, где малое увлажнение и высокое испарение, соли накапливаются в поверхностных слоях почвогрунтов, чему способствует также капиллярное поднятие минерализованных грунтовых вод. Поэтому минерализация речных вод в этих районах повышена.

С климатическими условиями связан и ионный состав речных вод. В водах рек районов избыточного и достаточного увлажнения, протекающих по хорошо промытым почвогрунтам, преобладают  $\text{HCO}_3^-$  и  $\text{Ca}^{2+}$ , в аридных районах –  $\text{SO}_4^{2-}$  и  $\text{Cl}^-$ , а из катионов –  $\text{Na}^+$ .

Количественно сток растворенных веществ характеризуется расходом, объемом и модулем.

*Расход основных ионов* ( $Q_{\text{и}}$ , кг/с) – количество ионов, проносимых в водном растворе через поперечное сечение потока в единицу времени. Расход основных ионов можно определить по формуле

$$Q_{\text{и}} = QS, \quad (38)$$

где  $Q$  – расход воды, л/с;  $S$  – минерализация воды, кг/л.

Объем ионного стока ( $R_{\text{и}}$ ) с какой-либо территории определяется в тоннах за некоторый промежуток времени (обычно за год) по формуле

$$R_{\text{и}} = Q_{\text{и}} T, \quad (39)$$

где  $T$  – время, с, или по формуле

$$R_{\text{и}} = WS, \quad (40)$$

где  $W$  – объем стока воды;  $S$  – средняя минерализация воды.

Модуль ионного стока ( $P_{\text{и}}$ , т/км<sup>2</sup>·год) – ионный сток с единицы площади какой-либо территории за единицу времени. Определяется по формуле

$$P_{\text{и}} = \frac{R_{\text{и}}}{F}, \quad (41)$$

где  $F$  – площадь, км<sup>2</sup>.

Для подсчета ионного стока за год необходимо (учитывая изменение в течение года) иметь минимум три анализа, отнесенных к следующим сезонам: зимний период, весеннее половодье и летняя межень. Умножая значения стока воды за указанные периоды на минерализацию и суммируя полученные значения, находят ориентировочное значение годового ионного стока. При наличии большего числа анализов точность расчета будет повышаться.

Аналогично можно рассчитать характеристики стока биогенных элементов, микроэлементов, органических веществ и т. д.

Ионный сток со всей суши земного шара составляет 2,5 млрд. т в год, а модуль ионного стока – 16,8 т/км<sup>2</sup>·год.

По соотношению стока взвешенных наносов и ионного стока горные и равнинные реки резко различаются. Благодаря значительной кинетической энергии горных рек механическая эрозия их бассейнов происходит более интенсивно, чем химическая. Равнинные реки отличаются значительной долей питания водами осадочных пород, относительно умеренной механической эрозией, что создает преобладание ионного стока над стоком взвешенных наносов.

При сравнении модулей стока взвешенных наносов ( $M_{\text{н}}$ ) и ионного стока ( $P_{\text{и}}$ ) это различие проявляется весьма резко. Для равнинных рек в большинстве случаев отношение  $M_{\text{н}}/P_{\text{и}}$  меньше единицы, т. е. ионный сток превышает сток взвешенных наносов. Например, для территории Беларуси ионный сток превышает сток взвешенных наносов в 13,8 раза.

Для большинства горных рек данное отношение ( $M_{\text{н}}/P_{\text{и}}$ ) больше единицы, т. е. сток взвешенных наносов преобладает над ионным.

В целом для земного шара сток взвешенных наносов в 6,3 раза больше ионного стока.

Реки Беларуси относятся к гидрокарбонатному классу и характеризуются средней минерализацией (200–500 мг/л). По приближенным подсчетам суммарный ионный сток рек Западной Двины, Немана, Днепра и Припяти за территорию Беларуси составляет 16,5 млн. т в год, или 79,5 т/км<sup>2</sup>·год. На период половодий (март – апрель) приходится 35–40% годового ионного стока. Модуль ионного стока некоторых рек Беларуси: Днепр (Могилев) – 80,3 т/км<sup>2</sup>·год, Неман (Гродно) – 61,9, Березина (Бобруйск) – 53,9, Свислочь (Минск) – 49,4 т/км<sup>2</sup>·год. Повышенными модулями ионного стока характеризуются реки, бассейны которых находятся в пределах возвышенностей с дерново-подзолистыми суглинистыми почвами, а пониженными – реки бассейна Припяти.

## Глава 8. ОЗЕРА И ВОДОХРАНИЛИЩА

### 8.1. Общая характеристика озер

Озера – естественные водоемы в углублениях суши (котловинах), заполненных водой. В отличие от рек, водная поверхность озер не имеет одностороннего уклона. От морей озера отличает отсутствие непосредственной связи их водной массы с океаном.

Озера относятся к группе водоемов замедленного водообмена (стока). Данная группа водоемов включает также болота и искусственные водные объекты – водохранилища и пруды.

Озера земного шара весьма различны по размерам (от десятков и даже сотен тысяч квадратных километров до нескольких гектаров), по водному балансу (сточные и бессточные) и химическому составу воды (пресные и минеральные).

Озера и водохранилища изучаются гидрологией озер, озероведением (лимнологией). В задачу *гидрологии озер* как раздела гидрологии суши входит изучение гидрологического режимов озер и водохранилищ (водного баланса, термического и ледового режима, процессов формирования берегов, динамики вод). *Озероведение*, или *лимнология* (от греч. *limne* – озеро), – раздел гидрологии суши, изучающий кроме гидрологического режима физические и химические

свойства воды, донные отложения, а также растительный и животный мир.

Характерной особенностью озер, связанной с их замедленным водообменом, является накопление (аккумуляция) в них растворенных и взвешенных веществ, приносимых с водосбора, а также веществ, образующихся в самих озерах в результате жизнедеятельности водных растений и животных организмов.

## 8.2. Озерные котловины

*Озерная котловина* – углубление земной поверхности, служащееместищем озерной воды.

При классификации озерных котловин – разделении их на группы – чаще всего используются причины их образования. Причем классификация озерных котловин одновременно является и классификацией озер по характеру их котловин.

Озерные котловины возникают под действием как внутренних (эндогенных), так и развивающихся на поверхности земли (экзогенных) процессов, а также в результате хозяйственной деятельности человека.

Под влиянием эндогенных процессов образуются тектонические и вулканические котловины. *Тектонические* котловины приурочены к областям тектонических преобразований земной коры и имеют, как правило, огромные размеры, а тектонические озера отличаются большой глубиной (Байкал, Каспий, Онежское, Иссык-Куль и др.). *Вулканические* котловины – кратеры потухших вулканов или углубления среди лавовых полей.

Из экзогенных факторов в образовании озерных котловин деятельное участие принимают вода, лед и ветер, а также человек. В результате образуются гидрогенные, гляциогенные, эоловые, органогенные и антропогенные озерные котловины.

К группе *гидрогенных* относятся озерные котловины, образованные в условиях преобладающего воздействия речных, подземных или морских вод.

Под воздействием речных вод образуются *пойменные озера*. Этот тип озер непосредственно связан с процессом образования стариц, возникающих вследствие преграждения отдельных рукавов реки грядами наносов и образования рекой нового русла. Огромные количества озер этого типа встречаются в поймах крупных рек (Волги, Оки, Дона, Днепра и др.) и в поймах рек Беларуси (Бережины, Сожа, Припяти и др.).

В результате деятельности подземных вод образовались *просадочные* котловины. Они бывают карстовые, суффозионные и термокарстовые.

*Карстовые* котловины характерны для районов залегания известняков, доломитов, гипсов, которые вымываются подземными водами, а с земной поверхности образуются провалы. Эти котловины имеют обычно конусообразную форму. На территории Беларуси карстовыми озерами являются Вульковское, Соминское (оба в Ивацевичском районе Брестской области), Луковское (Малоритский район).

*Суффозионные* котловины возникают в районах, где подземные воды вымывают из грунтов некоторые цементирующие соли (с изменением химического состава) и мелкие частицы, вызывая просадки. Эти котловины обычно имеют пологие склоны и малые глубины. Типичны они для лесостепных и степных районов с недостаточным увлажнением, а также для территорий Беларуси с покровными лёссовидными суглинками.

*Термокарстовые* котловины встречаются в районах вечной мерзлоты и возникают в результате протаивания (при вырубке лесов, при лесных пожарах) и последующего оседания грунта. Широко распространены в тундре и в зоне сибирской тайги. На территории Беларуси встречаются иногда небольшие и неглубокие термокарстовые котловины, образовавшиеся на месте протаивания линз льда в моренных отложениях во время отступления ледника (Лисицкое в Поставском районе, Усомля и Канаши в Полоцком районе Витебской области).

*Гляциогенные*, или *ледниковые*, котловины связаны с деятельностью древних и современных ледников и в зависимости от характера этой деятельности бывают эрозионные и аккумулятивные. *Эрозионные* котловины – выпавшие движущимся ледником углубления в кристаллических массивах горных пород. Встречаются на Кольском полуострове, в Скандинавии. *Аккумулятивные* котловины – замкнутые углубления среди моренных отложений, для которых свойственна неравномерность по мощности и, следовательно, хорошо выраженный рельеф с чередованием возвышенных участков с понижениями. Такое происхождение имеют котловины озер Нарочь и Мядель (Мядельский район Минской области), Дривяты (Браславский район), Освейское (Верхнедвинский район), Лукомльское (Чашникский район Витебской области) и др.

*Эоловые* озера образуются в котловинах выдувания или между дюнами.



К *органогенным* относятся вторичные озера, возникающие на болотах.

*Антропогенные (искусственные)* водоемы – водохранилища и пруды, образованные устройством плотин на реках, временных водотоках, а также водоемы, возникшие в заброшенных рудниках, карьерах и т. п.

### 8.3. Морфометрические характеристики озер

*Морфометрические характеристики* озер – абсолютные и относительные величины, характеризующие размеры и форму озерной котловины и количество находящейся в ней воды. Морфометрические особенности озер оказывают существенное влияние на их режим. Например, при прочих равных условиях в мелком озере с большой площадью водной поверхности вода сильнее перемешивается ветром, интенсивнее нагревается и охлаждается, чем в глубоком.

Основой для определения морфометрических характеристик (показателей) служит план озера в изобатах, построенный по результатам промеров (рис. 40).

Озеро Голодзянка находится в Островецком районе Гродненской области, имеет площадь 0,33 км<sup>2</sup>, наибольшую глубину 6,1 м и среднюю – 4 м.

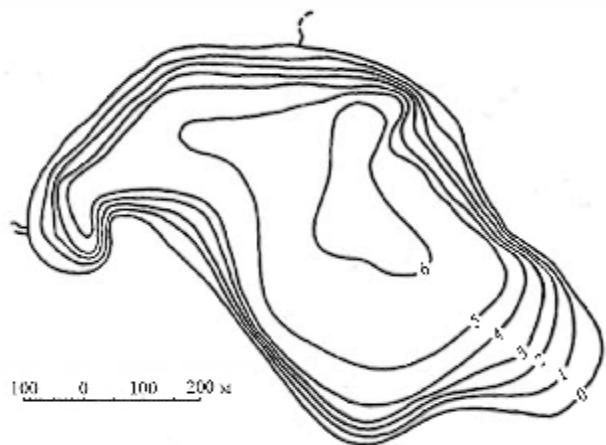


Рис. 40. План озера Голодзянка в изобатах:  
0, 1, ..., 6 – изобаты

*Изобаты* – изолинии, соединяющие точки дна водоема с одинаковой глубиной.

К основным морфометрическим характеристикам озер относятся длина, ширина, длина и изрезанность береговой линии, площадь зеркала, объем, средняя и максимальная глубина, коэффициент формы.

*Длина (L)* – кратчайшее расстояние (в метрах или километрах) между двумя наиболее удаленными друг от друга точками береговой линии озера, измеренное по его поверхности. Эта линия будет прямой лишь в случае сравнительно простых очертаний озера; для извилистого озера она может быть и не прямой, а состоять из отдельных отрезков прямых и кривых линий, нигде не пересекающих берегов.

*Ширина (B)* в метрах или километрах *максимальная* ( $B_{\max}$ ) – наибольшее расстояние между берегами по перпендикуляру к длине озера. *Средняя ширина* ( $B_{\text{ср}}$ ) определяется по формуле

$$B_{\text{ср}} = \frac{f_0}{L}, \quad (42)$$

где  $f_0$  – площадь поверхности озера;  $L$  – длина озера.

*Длина береговой линии (l)* в метрах или километрах измеряется по урезу воды (нулевой изобате).

*Изрезанность (развитие) береговой линии* характеризуется отношением береговой линии к длине окружности круга, площадь которого равна площади озера:

$$K_{\text{и}} = \frac{l}{2\sqrt{f_0}\pi} = \frac{0,282l}{\sqrt{f_0}}. \quad (43)$$

*Площадь поверхности (зеркала)  $f_0$*  и площади, ограниченные изобатами ( $f_1, f_2, \dots, f_n$ ), в квадратных метрах или квадратных километрах определяются планиметром.

*Объем (V)* в кубических метрах или кубических километрах определяется аналитическим или графическим способом. В первом случае определяются объемы слоев воды озера, ограниченные плоскостями изобат, принимаемые за правильные геометрические тела (усеченные конусы, призмы), и путем их суммирования вычисляется объем всего озера ( $V = \sum V_i$ ). При расчете объемов слоев более точные результаты дает формула усеченного конуса (усеченной пирамиды)

$$V = \frac{h}{3}(f_1 + f_2 + \boxed{\phantom{f_3}}), \quad (44)$$

где  $h$  – сечение изобат;  $f_1, f_2$  – площади, ограниченные изобатами.



Для приближенных расчетов применяется формула призмы

$$V = \frac{h}{2}(f_1 + f_2). \quad (45)$$

Глубина максимальная ( $H_{\max}$ ) в метрах устанавливается при промерах глубин, а средняя глубина ( $H_{\text{ср}}$ ) определяется делением объема озера на площадь его зеркала:

$$H_{\text{ср}} = \frac{V}{f_0}. \quad (46)$$

Коэффициент формы характеризует форму озерной котловины и определяется как отношение средней глубины к максимальной:

$$K_{\text{ф}} = \frac{H_{\text{ср}}}{H_{\max}} \quad (47)$$

Для конусовидной котловины этот коэффициент около 0,33, для параболической – около 0,68 и цилиндрической – около 1,0.

Зависимость площади зеркала и объема озера от уровня (глубины) графически изображается батиграфическими кривыми (рис. 41).

Батиграфическая кривая – график, характеризующий изменение площади поверхности (зеркала) водоема и его объема с изменением глубины. Батиграфическая кривая, показывающая изменение площади водного зеркала, называется *кривой площадей*, или *зеркал*, а изменение объема – *кривой объемов*, или *емкостей*.

Батиграфические кривые удобно строить на миллиметровой бумаге. По вертикали откладывается глубина или отметка уровня, а по горизонтали – площадь и объем. Батиграфические кривые дают возможность определять площадь озера ( $f_n$ ) и его объем ( $V_n$ ) по изменению глубины ( $H_n$ ).

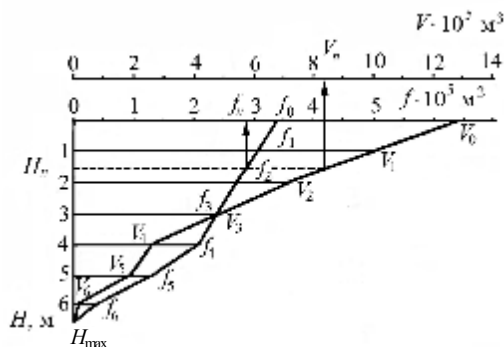


Рис. 41. Батиграфические кривые озера Голодзянка

## 8.4. Водный баланс озер

Водный баланс озера – соотношение для него за какой-либо промежуток времени (год, месяц, декаду и т. д.) прихода, расхода и аккумуляции (изменения запаса) воды.

Приход воды в озеро происходит за счет выпадения атмосферных осадков на его поверхность, а также путем поверхностного и подземного притока. В отдельные периоды пополнение запасов воды в озере может происходить в результате конденсации водяного пара на его поверхности.

Расход воды из озера обуславливается испарением с поверхности озера, а также поверхностным и подземным стоком.

Совместное рассмотрение величин прихода-расхода воды за некоторый период времени сводится к составлению водного баланса водоема за этот период. При этом разность между приходом воды в озеро и расходом воды из него должна равняться увеличению или уменьшению запаса воды в озере.

Уравнение водного баланса при выражении его составляющих в объемных единицах ( $\text{м}^3$ ,  $\text{км}^3$ ) может быть представлено в следующем общем виде:

$$X + Y_{\text{п}} + Y_{\text{гр}} + K - Z - Y_{\text{ст}} - Y_{\text{ф}} = \pm \Delta V, \quad (48)$$

где  $X$  – атмосферные осадки на зеркало озера;  $Y_{\text{п}}$  – поверхностный приток в озеро с водосбора;  $Y_{\text{гр}}$  – подземный (грунтовый) приток;  $K$  – конденсация водяных паров на зеркало озера;  $Z$  – испарение с водной поверхности озера;  $Y_{\text{ст}}$  – поверхностный сток из озера;  $Y_{\text{ф}}$  – фильтрация (грунтовый сток) из озера;  $\Delta V$  – изменение объема воды в озере за расчетный период – разность между приходной и расходной частью баланса (в отдельные годы, сезоны и периоды может быть положительной или отрицательной).

В среднем многолетнем годовом балансе, если не наблюдается прогрессирующего увлажнения или сухости климата, приходная часть будет равна расходной и  $\Delta V$  может быть принято равным нулю. Тогда, объединив поверхностный приток с подземным ( $Y_{\text{пр}}$ ) и поверхностный сток с подземным ( $Y_{\text{ст}}$ ), уравнение среднего многолетнего годового баланса можно представить в виде

$$X + Y_{\text{пр}} - Y_{\text{ст}} - Z = 0. \quad (49)$$

В уравнении (48) составляющие водного баланса можно выражать в виде слоя воды (мм, см). Тогда вместо  $\Delta V$  будет  $\Delta h$  – изменение уровня воды в водоеме.

Помимо основных составляющих в расходную часть баланса может входить изъятие воды на хозяйственные нужды (водоснабжение, орошение и т. п.) –  $P$ . При расчете сезонного и месячного балансов должны учитываться потери воды на льдообразование и приход при таянии льда ( $\pm L$ ).

При расчетах водного баланса количество атмосферных осадков ( $X$ ) для малых и средних озер можно принимать по данным ближайших метеостанций, находящихся в сходных с озером условиях. Для крупных водоемов необходимо использовать материалы островных и судовых наблюдений, так как количество осадков на их акваторию меньше, чем на суше.

Поверхностный и подземный приток и сток определяются по соответствующим методикам. Поскольку подземные составляющие баланса трудно определить непосредственными измерениями, их находят из уравнения водного баланса.

Для расчета физического испарения с водной поверхности применяется формула

$$E = 0,14n(e_0 - e_{200})(1 + 0,72W_{200}), \quad (50)$$

где  $E$  – испарение, мм;  $n$  – число дней в расчетном периоде;  $e_0$  – среднее значение максимальной упругости водяного пара, вычисленное по температуре поверхности воды, мб;  $e_{200}$  – среднее значение абсолютной влажности воздуха над водоемом на высоте 200 см, мб;  $W_{200}$  – среднее значение скорости ветра над водоемом на высоте 200 см, м/с.

Как видно, испарение зависит от недостатка насыщения ( $d = e_0 - e_{200}$ ) и от скорости ветра. Чем суше воздух (больше  $d$ ) и сильнее ветер, относящийся от поверхности водоема насыщенный водяными парами воздух, тем больше испарение.

Помимо физического испарения с водной поверхности, для зарастающих озер большое значение в расходе воды имеет физиологическое испарение (транспирация), зависящее как от метеорологических условий, так и от характера водной растительности. В среднем для лесной и лесостепной зон физиологическое испарение высшей водной растительностью примерно в 1,3 раза, а для степной и полупустынной – примерно в 1,5 раза больше, чем физическое испарение.

На физическое испарение с водной поверхности существенно влияет минерализация воды. Малые значения минерализации (до 70‰) слабо влияют на испарение. При минерализации больше 100‰ испарение значительно уменьшается. Так, испарение с рассолов озера Эльтон при солености 200‰ на 29% меньше испарения с поверхности пресной воды, а при солености 360‰ – на 91%.

Озера по условиям формирования водного баланса можно разделить на две основные группы: *сточные* и *бессточные*. К бессточным относятся озера, не имеющие поверхностного или подземного стока и расходующие поступающую в них воду на испарение. Однако в силу сложности установления факта наличия или отсутствия подземного стока обычно к категории бессточных относят все озера, не имеющие поверхностного стока.

Озеро будет бессточным, если поступающая в него вода полностью расходуется на испарение. Если приток превышает потери на испарение, то с течением времени котловина переполняется, а излишек воды стекает, образуя ручьи и реки. Сточные озера могут иметь сток или постоянный в течение круглого года, или только в период наибольшего накопления в них воды.

Сточные и бессточные озера имеют определенные области распространения. В зоне достаточного увлажнения, где количество осадков сравнительно велико, а испарение мало, распространены сточные озера, а в зонах недостаточного увлажнения (большой сухости климата), наоборот, – бессточные.

В водном балансе озер важная роль принадлежит морфометрическим особенностям самих озер и их водосборов. Наиболее существенной из таких особенностей является *удельный водосбор* ( $\Delta F$ ) – отношение площади бассейна данного озера ( $F$ ) к площади (зеркалу) озера ( $f_0$ ):

$$\Delta F = \frac{F}{f_0}. \quad (51)$$

По величине удельного водосбора можно судить об изменении отдельных составляющих водного баланса озера. Чем больше площадь бассейна и меньше площадь зеркала, т. е. чем больше величина удельного водосбора, тем сильнее проявляется воздействие водосбора на водный баланс и больше доля стока в приходной и расходной части баланса.

На территории Беларуси, относящейся к зоне достаточного увлажнения, доля поверхностного притока и стока в водном балансе озер характеризуется повышенными значениями даже при небольшой

величине удельного водосбора. Так, наибольшее в Беларуси озеро Нарочь имеет площадь 79,6 км<sup>2</sup> и водосбор 199 км<sup>2</sup>, т. е.  $\Delta F = 2,5$ . В приходной части водного баланса озера Нарочь осадки составляют 45%, поверхностный приток – более 35% и подземный – около 18%. В расходной же части водного баланса преобладает поверхностный сток, достигающий 63%.

Величины и соотношение составляющих водного баланса озер подвержены колебаниям внутри года по сезонам, по годам, а также по периодам с различной водностью. Эти колебания обусловлены изменением во времени (по сезонам года, по годам, по многолетним периодам) составляющих водного баланса – осадков, испарения и стока.

На территории Беларуси в период снеготаяния возрастает доля поверхностного притока воды с водосборов и объем воды в озерах увеличивается. В летний период возрастает расход воды на испарение как с зеркала озер, так и с водосборов, одновременно сокращаются приходные статьи водного баланса и объем воды в озерах уменьшается.

В Беларуси количество осадков колеблется как по годам, так и по более длительным периодам, охватывающим несколько лет. Причем существует следующая закономерность: в годы и периоды с повышенным количеством осадков наблюдаются пониженные температуры и наоборот. Поэтому для периодов повышенного атмосферного увлажнения и одновременно меньшего расхода воды на испарение из-за более низких температур характерна большая водность озер. В засушливые годы и периоды, характеризующиеся недостатком осадков и повышенным расходом воды на испарение, объем воды в озерах уменьшается до минимальных значений.

Изучение водного баланса озер позволяет активно воздействовать на него и изменять отдельные его составляющие в интересах народного хозяйства с учетом рационального использования водных ресурсов.

## 8.5. Движение воды в озерах

В озерах происходит как внешний, так и внутренний водообмен. В процессе водообмена некоторые объемы воды выходят за пределы озера, заменяясь другими, поступающими в него извне. С этим обменом связано изменение объема воды в озере и обусловленные им колебания уровня.

Внутренний водообмен заключается в перемещении частиц внутри водоема в результате движения вод. При таком водообмене изменений объема озера не происходит, а колебания уровня в тех или иных его участках связаны с перемещением некоторых объемов воды внутри самого водоема.

Главными факторами, вызывающими движение озерных вод, являются:

- 1) ветер, вызывающий течения, волны, турбулентное перемешивание воды;
- 2) разность плотностей воды в тех или иных слоях или участках озера, с которой связаны конвективное перемещение и плотностные (градиентные) течения;
- 3) реки, впадающие в озеро или вытекающие из него; создаваемые ими течения сказываются в крупных озерах только вблизи устьев или истоков, в мелких же могут распространяться по всей водной массе;
- 4) разность атмосферного давления над отдельными участками озера, вызывающая сейши.

**Волны.** Основной причиной, вызывающей волны в водоемах, является ветер. При пересечении волны вертикальной плоскостью, совпадающей с направлением ее движения, профиль волны изобразится плавной кривой (рис. 42).

Высшая точка волны называется гребнем (*A*), низшая – подошвой (*B*). Высота волны (*h*) – превышение ее гребня над подошвой, длина ( $\lambda$ ) – расстояние между соседними гребнями или подошвами. Крутизна волны ( $\alpha$ ) в данной точке – тангенс угла, составленного касательной к профилю волны с горизонтальной линией. Часто в расчетных зависимостях под крутизной волны понимают не крутизну в данной точке, а отношение длины волны к ее высоте. Скорость волны (*C*) есть расстояние, проходимое волной в единицу времени.

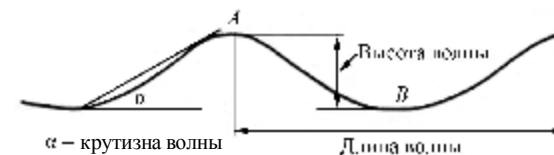


Рис. 42. Схема ветровой волны

Размеры ветровых волн зависят от скорости ветра, продолжительности его действия, разгона волны – пути, проходимого волной от пункта ее возникновения, и глубины водоема ( $H$ ), если она не превышает половины длины волны ( $H_{кр} = \lambda / 2$ ). Например, на озере Нарочь наиболее часто высота волн достигает 30–50 см, но при скорости ветра 10 м/с их высота возрастает до 1 м, 20 м/с – до 2,2 м, а при скорости ветра 30 м/с волны достигают высоты 3,5 м.

Вследствие разности давления ветра на наветренный и подветренный склоны волны волна принимает несимметричную форму даже на глубокой воде. Еще более резкие изменения формы волн происходят, когда они подходят к мелководью, на котором начинает сказываться трение о дно. Это трение начинает проявляться с глубин, меньших половины длины волны ( $H < \lambda / 2$ ). Нижняя часть волны испытывает большее, чем гребень торможение вследствие трения о дно. В результате этого гребень, как бы «перегоняет» подошву, передний склон волны становится круче тылового, волна приобретает асимметричную форму. При глубине, равной высоте волны, торможение в нижней части волны настолько сильно, что гребень, приобретая поступательное движение, перегоняет подошву и обрушивается вперед; волна разрушается. Разрушение волн у берега называется *прибоем*. На пологой прибрежной отмели крупные волны разрушаются вдали от уреза берега, к урезу подходят только небольшие волны. Благодаря этому отмель предохраняет берег от дальнейшего размыва.

**Течения.** Течения – это поступательные движения, перемещающие те или иные объемы воды в водоемах. Основными факторами, вызывающими течения в озеровидных водоемах, являются: 1) ветер; 2) разность плотностей воды между участками водоема; 3) сток впадающих и вытекающих рек. В водохранилищах важным фактором, вызывающим течения, является сброс воды через плотину. Соответственно этим факторам выделяются основные виды течений: ветровые, (дрейфовые), плотностные и стоковые.

На течение в водоеме помимо основного фактора, вызывающего это течение, действуют силы внутреннего трения, которые поглощают часть механической энергии и ослабляют силу течения.

**Ветровые течения.** Скорость поверхностных ветровых течений зависит от скорости ветра, от продолжительности его действия, от скорости и направления предшествующих ветров, от глубины, близости берегов и островов. Поэтому соотношение скорости ветра и поверхностного

ветрового течения различно для разных водоемов, а также для разных участков одного водоема, имеющих разные глубины. При одной и той же скорости ветра скорости течений на мелководье меньше.

Скорости ветровых течений на крупных озерах обычно не превышают 30–60 см/с. С глубиной скорость течения убывает в результате трения, но сказывается и на значительных глубинах. Например, при поверхностной скорости течения в 30 см/с на глубине 25 м она равна около 20 см/с, а на глубине 50 м уменьшается до 12 см/с.

**Плотностные течения** вызываются плотностной неоднородностью водных масс и возникающими при этом горизонтальными градиентами плотности. Весенне-летний прогрев и осеннее охлаждение воды в озерах, особенно глубоководных, происходит более интенсивно в мелководных, прибрежных, чем в глубоких центральных районах. Значительные различия абсолютных значений температур и высокие горизонтальные градиенты между этими участками озер, особенно весной и осенью, приводят к формированию устойчивых плотностных течений, носящих обычно циклональный характер (движение против часовой стрелки). Наибольшие скорости плотностных течений наблюдаются на участках перехода от прибрежий к глубокой части, где имеют место максимальные градиенты температур воды.

Средние скорости плотностных течений невелики (на поверхности – 4–5 см/с, на глубине 25 м – 3–4 см/с и на глубине 50 м – 1–2 см/с).

**Стоковые течения** связаны с поступлением в водоем вод притоков и стоком через вытекающие реки, а в водохранилищах – со сбросами воды через плотины. Часть стокового течения, проходящая с мало изменяющимися расходами воды через водоем или его участок, называется *транзитным течением*. Обязательным условием развития стокового течения является уклон водной поверхности. Стоковые течения в крупных озерах сказываются в районах устьев притоков или истоков вытекающих рек, в малых озерах могут охватывать всю акваторию.

**Сгоны и нагоны** объединяются под общим понятием сгонно-нагонных явлений. *Сгонно-нагонные явления* – это происходящее под влиянием ветра перемещение водных масс из одной части водоема (озера, водохранилища) в другую. В результате такого перемещения возникает деnivelация (перекос) водной поверхности, которая выражается в снижении уровня воды в подветренной части водоема за счет сгона водных масс и подъеме уровня в наветренной части за счет нагона (рис. 43).

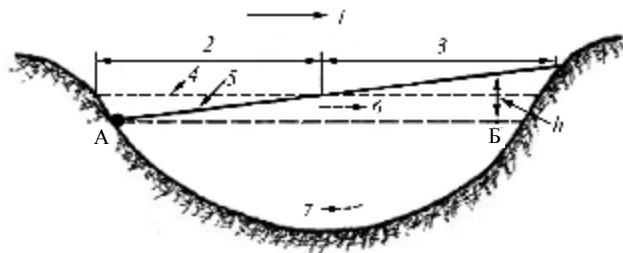


Рис. 43. Схема сгонно-нагонных явлений в водоемах:

- 1 – направление ветра; 2 – сгонный участок; 3 – нагонный участок;  
4 – водная поверхность водоема до воздействия ветра; 5 – водная поверхность водоема при сгонно-нагонных явлениях; 6 – дрейфовое течение;  
7 – градиентное течение

При сгонах и нагонах в водоемах образуются своеобразные течения, которые в слабопроточных водоемах носят характер замкнутых циркуляций в вертикальной, а в ряде случаев и в горизонтальной плоскостях. Поверхностные течения, направленные в сторону ветра, называются дрейфовыми, а обратные компенсационные течения, развивающиеся под влиянием уклонов водной поверхности, – градиентными.

Абсолютное давление в точке А, находящейся на поверхности воды в пределах сгонного участка, равно атмосферному ( $p_A = p_0$ ). Точка Б находится на нагонном участке и расположена на одной горизонтальной плоскости с точкой А. Абсолютное давление в точке Б равно сумме атмосферного ( $p_0$ ) и избыточного гидростатического ( $\gamma h$ ) давлений, т. е.  $p_B = p_0 + \gamma h$ , где  $\gamma$  – удельный вес воды;  $h$  – глубина погружения точки. Возникающий при сгонах и нагонах градиент давления в водной массе водоемов вызывает градиентные течения.

Градиентные течения распространяются в средней и придонной зонах водоема. В проточных водохранилищах и озерах сгонно-нагонные (ветровые) течения накладываются на сточные течения.

У берегов с большой глубиной трение о дно меньше сказывается на компенсационном течении, которое благодаря этому захватывает значительный слой воды. При наличии у нагонного берега мелководных участков компенсационное течение вследствие трения о дно ослабляется и перемещает в сторону сгонного берега значительно меньше воды, чем от берега с большой глубиной. В результате этого нагон выше у берегов с мелководными участками.

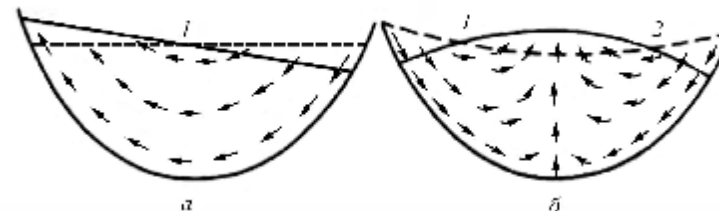


Рис. 44. Одноузловая (а) и двухузловая (б) сейши:

1, 2 – узлы сейш

Нагоны достигают наибольшей величины в узких и мелких заливах, в том числе в устьях и истоках рек, и в вытянутых по направлению ветров озерах и водохранилищах. Разность уровней сгонного и нагонного участков может превышать 1 м.

*Сейши* – стоячие волны большого периода (от нескольких минут до десятков часов) на водоемах. Сейши образуются в том случае, когда силы, обусловленные метеорологическими факторами, создают хотя бы небольшие, но строго периодические импульсы, которые, попадая в резонанс с колебаниями водной массы озера, постепенно раскачивают воду.

Образование сейш могут вызвать резкие изменения атмосферного давления в разных частях озера (известно, что изменение давления на 0,75 мм рт. ст. приводит к изменению уровня воды около 1 см) или резкие скачки величины и направления ветра, возникающие, например, при прохождении циклона.

При сейшах происходит колебательное движение всей массы воды, причем поверхность водоема приобретает уклон то в одну, то в другую сторону. Неподвижная ось, относительно которой колеблется водная поверхность, называется *узлом сейши*. Вертикальные сечения, в которых амплитуда колебаний уровня имеет наибольшие значения, называются пучностями. Различают сейши одноузловые, двухузловые и т. д. (рис. 44).

Колебания уровня при сейшах в большинстве озер обычно не превышают нескольких дециметров, но отмечены сейши высотой до 2–2,5 м.

**Перемешивание вод озера.** При всяком движении озерных вод происходит их перемешивание, т. е. обмен между слоями по вертикали. При перемешивании вместе с объемами воды из слоя в слой

перемещаются и заключенные в этих объемах взвеси, запасы тепла, растворенные элементы и газы. В результате перемешивания происходит выравнивание содержания тепла и растворенных элементов в водной массе озера.

Интенсивность перемешивания и степень охвата им вод озера связана как с мощностью действующих факторов (силой ветра или величиной разности плотностей воды), так и с сопротивлением водной массы движению. Водоемы с малой акваторией значительно меньше подвержены ветровому перемешиванию, чем крупные со значительными разгонами ветра и волн. Перемешивание при одинаковых акваториях сильнее в мелких озерах, чем в глубоких. Интенсивное перемешивание способствует обогащению глубинных слоев воды кислородом, влияет на распределение твердых частиц.

## 8.6. Термический и ледовый режим озер

Термическое состояние озера в любой момент времени является, с одной стороны, функцией географического положения озера и его бассейна, от которого зависит климат, метеорологические условия, с другой – функцией динамики вод, обусловленной как воздействием метеорологических факторов и стока, так и формой и размерами котловин.

Более интенсивно прогреваются мелкие озера небольшого объема, значительно медленнее – крупные и глубокие.

Прогрев воды в озерах умеренной климатической зоны, к которой относится и территория Беларуси, продолжается (с разной интенсивностью в зависимости от размеров и формы) до второй половины лета. Зимой в мелких слабопроточных озерах ощутимо сказывается прогрев ото дна.

Наблюдается четкая зависимость между температурой воздуха и температурой воды озер. Благодаря термической инерции воды, ход температуры поверхности озер запаздывает по сравнению с ходом температуры воздуха. Весной температура воды ниже, летом и осенью выше температуры воздуха. Амплитуда колебаний температуры воды меньше, чем воздуха. Вода холоднее воздуха днем и теплее утром и ночью. Колебания температуры воды сказываются до различных глубин в зависимости от интенсивности перемешивания. Амплитуда их с глубиной уменьшается.

Озера, особенно крупные, отличаются неоднородностью распределения температуры воды как по вертикали, так и по горизонтали. Она связана с различным прогревом мелких и глубоких участков и с движением вод. Большая часть поглощенной солнечной радиации аккумулируется в самом верхнем слое воды. При малой теплопроводности воды это тепло может проникать в глубины только вместе с движущимися частицами воды.

В озерах умеренной климатической зоны наблюдаются сезонные изменения распределения температуры по вертикали (рис. 45).

Зимой в придонных слоях этих озер находятся более теплые воды с температурой, близкой к  $4^{\circ}\text{C}$ . К поверхности температура понижается до  $0^{\circ}\text{C}$  в подледном слое. Такое распределение температуры называется *обратной температурной стратификацией* (слоистостью).

После вскрытия озера начинается весенний прогрев, во время которого частицы, нагретые у поверхности воды до температуры, близкой к  $4^{\circ}\text{C}$ , опускаются в глубину, а холодные поднимаются к поверхности. Перемешивание продолжается до момента нагрева всей водной массы до  $4^{\circ}\text{C}$ . Наличие одинаковой температуры по всей глубине водоема называется *гомотермией*. При сильном ветровом перемешивании гомотермия может наблюдаться даже летом при более высоких температурах, особенно в мелких озерах.

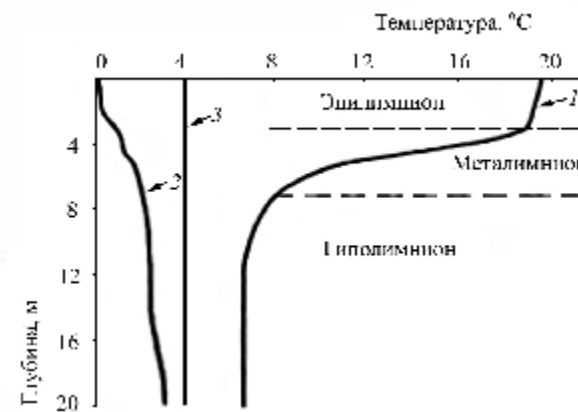


Рис. 45. Сезонное изменение температуры воды озер Беларуси:  
1 — прямая температурная стратификация летом;  
2 — обратная температурная стратификация в зимний период;  
3 — осенняя и весенняя гомотермия

После весенней гомотермии дальнейший нагрев захватывает только поверхностный слой воды и наступает летний период термического режима, для которого характерна *прямая температурная стратификация (слоистость)*, т. е. убывание температуры воды в направлении от поверхности ко дну. В этот период в озере образуются три вертикальные термические зоны.

Верхняя – *эпилимнион* – сильно и равномерно прогрета. В нижней – *гиполимнионе* – находятся наиболее холодные воды и температура медленно понижается ко дну. Между ними расположен тонкий (от нескольких дециметров до нескольких метров) слой, в котором температура резко уменьшается с глубиной. Падение ее может достигать нескольких десятков градусов, а градиент (изменение на единицу глубины) –  $10^\circ$  и более на метр глубины. Это слой температурного скачка, или *металимнион*. Он имеет большое значение в режиме озера, препятствуя, благодаря резкому изменению плотности воды с глубиной, проникновению в гиполимнион не только тепла, но и кислорода и других растворенных элементов.

Осеннее охлаждение начинается с эпилимниона, температура которого понижается в результате отдачи тепла в атмосферу. Наступает осенняя гомотермия, аналогичная весенней. После охлаждения всей массы воды до  $4^\circ\text{C}$  дальнейшее выхолаживание захватывает только верхний слой. Озеро переходит к зимней (обратной) стратификации.

В зависимости от теплозапаса озер, интенсивности охлаждения воды и метеорологических условий продолжительность периода льдообразования варьирует как в разных озерах, так и в одном озере в разные годы. Малые мелководные озера могут замерзнуть в течение одних суток. На средних и больших мелководных озерах между появлением первых ледовых образований и ледоставом проходит от 3–5 до 15–20 сут. Центральные части крупных глубоких озер долгое время после замерзания прибрежий и заливов остаются открытыми до 1–1,5 мес, а в мягкие зимы или при сильных ветрах не замерзают совсем.

Для расчетов толщины нарастания льда на озерах, как и реках, используется формула (29).

Лед нарастает наиболее интенсивно в первый период после замерзания воды, когда он тонкий и лучше пропускает тепло из толщи воды в атмосферу. По мере утолщения он нарастает медленнее. Снег, покрывающий лед, имеет малую теплопроводность и еще более замедляет нарастание льда.

Вскрываются озера под влиянием притока тепла при установлении положительных температур воздуха, механического воздействия ветра и колебаний уровня воды. По мере стаивания снега через лед проникает все больше солнечной радиации, которая частично нагревает воду, частично расходуется на таяние льда. Снизу стаивает около 1/3 общей толщины льда. Вскрытие начинается с появления закраин у берегов. На крупных озерах лед взламывается ветром и волнами, перемещается ветром и течениями по акватории, частью выносится в вытекающие реки (если такие имеются), частью тает на месте. Между вскрытием и очищением ото льда проходит значительное время, варьирующее по годам в зависимости от метеорологических условий.

## 8.7. Гидрохимические особенности озер

Вещества, растворенные в воде озер, делятся на несколько основных групп. Первую группу составляют минеральные вещества, среди которых выделяются макро- и микрокомпоненты. *Макрокомпоненты*, или *основные ионы* (анионы  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ; катионы  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ), содержатся обычно в сравнительно больших количествах и определяют минерализацию и солевой состав вод. *Микрокомпоненты* содержатся в весьма малых количествах, но многие из них оказывают огромное влияние на жизнь в водоемах. Особенно велика роль *биогенных элементов* – соединений азота, фосфора, кремния, железа.

Вторая группа – растворенные газы: кислород ( $\text{O}_2$ ), углекислый газ ( $\text{CO}_2$ ), азот (N), сероводород ( $\text{H}_2\text{S}$ ), метан ( $\text{CH}_4$ ), водород (H), из которых наибольшее значение имеют  $\text{O}_2$  и  $\text{CO}_2$ .

Третью группу составляют *органические вещества* как привносимые из водосборов, так и образовавшиеся в озерах.

Сочетание этих групп элементов и определяет гидрохимический облик озер.

По минерализации вод озера делятся на пресные (до 1‰), солоноватые (1–24,7‰), соляные, или минеральные (24,7–47‰), и рассолы (больше 47‰).

Минерализация и химический состав вод озер отличаются наибольшим среди водных объектов разнообразием. Различие в химизме озерных вод прослеживается и по территории, и в водной массе отдельных водоемов, где состав и соленость варьируют как по глубине и акватории, так и во времени. Гидрохимическая неоднородность озерных вод

связана, в первую очередь, с замедленным водообменом, благодаря которому на фоне географической зональности сильно сказывается влияние местных факторов и происходящих в самих озерах процессов.

Географическая зональность проявляется в увеличении минерализации и изменении ионного состава при переходе от избыточно и достаточно увлажненных территорий к засушливым. Минерализация крупных пресных озер лесной зоны не превышает нескольких десятков миллиграммов на литр. В соляных озерах аридных районов она может быть более 300 г/кг. Ионный состав вод меняется от гидрокарбонатно-кальциевого в зоне лесов до хлоридно-натриевого в полупустынях и пустынях.

Озерные воды Беларуси – гидрокарбонатно-кальциевого типа. Общая минерализация от 30–50 мг/л в озерах с болотным питанием, до 400–500 мг/л в озерах со значительным питанием родниковой водой. Минерализация обычно увеличивается зимой и вблизи дна.

Из растворенных в воде газов наибольшее значение в режиме озер и жизни в них имеют кислород, свободный углекислый газ, а в некоторых случаях и сероводород ( $\text{H}_2\text{S}$ ).

Кислород поступает в воду из атмосферы и в результате фотосинтеза водными растениями. Расходуется он при окислительных процессах – дыхании водных организмов, разложении органических веществ, окислении минеральных соединений, а также выделяется в атмосферу при избытке его в верхнем слое воды.

Свободный углекислый газ образуется при дыхании водных организмов и окислении органических веществ. Продуцирование  $\text{CO}_2$  происходит во всей массе воды, но более интенсивно у дна. Расходуется  $\text{CO}_2$  главным образом в процессе фотосинтеза. Сероводород образуется в придонных слоях некоторых озер при разложении белковых веществ и восстановительных процессах в анаэробной среде (без доступа кислорода). Кислородный режим озер Беларуси зависит от температуры и перемешивания воды. Летом кислородом богат верхний слой воды. В это время насыщение кислородом за счет фотосинтеза водных растений может превышать 100%. В то же время нижний слой характеризуется пониженным содержанием кислорода. Иногда в конце лета кислород у дна исчезает совсем, увеличивается количество углекислого газа, появляется сероводород. Зимой в некоторых озерах кислорода не хватает во всей водной массе.

Важной характеристикой озерной воды является концентрация ионов водорода  $\text{H}^+$ , или активная реакция воды. Ионы водорода явля-

ются носителями кислотных, а гидроксильные ионы ( $\text{OH}^-$ ) – щелочных свойств раствора. В дистиллированной воде они присутствуют в равных количествах, поэтому реакция воды строго нейтральна. При нейтральной реакции количество ионов водорода равно  $10^{-7}$  г/л ( $\text{pH} = 7$ ); при их меньшем содержании реакция щелочная, при большем – кислотная.

Активная реакция воды в озерах Беларуси изменяется от слабокислой ( $\text{pH} = 6\text{--}6,5$ ) в условиях болотного питания зимой до щелочной ( $\text{pH} = 8\text{--}8,5$ ); в большинстве случаев наблюдается слабощелочная ( $\text{pH} = 7,5\text{--}8$ ) активная реакция воды.

## 8.8. Условия освещенности и биология озер

Условия освещенности озер изменяются с широтой места, по временам года и по часам суток и зависят от факторов, определяющих соотношение между световой энергией, отражающейся от поверхности озера и проникающей в воду. Чем больше угол падения солнечных лучей на водную поверхность, тем больше световой энергии будет проникать в воду. Кроме того, освещенность озер зависит от цвета и прозрачности воды, наличия или отсутствия волнения, характера защищенности поверхности озера склонами берегов и растительностью.

Распространяясь в воде, свет постепенно становится слабее вследствие поглощения и рассеивания водой. Чистая вода сильнее всего поглощает красные лучи с наибольшей длиной волны, слабее – оранжевые и желтые и менее всего – синие коротковолновые.

Присутствие в воде взвешенных и растворенных веществ изменяет характер поглощения и рассеивания света. Так, в водах болотного происхождения, окрашенных в желто-коричневые цвета растворенными гумусовыми веществами, сильнее поглощаются синие и красные лучи и слабее – желтые и зеленые.

В качестве характеристик светового режима водоемов могут служить прозрачность воды и ее цвет. Под *прозрачностью*, или глубиной видимости, условно понимается глубина, на которой белый диск диаметром 30 см (диск Секки – по фамилии итальянского ученого, впервые определившего прозрачность воды таким способом в 1865 г.) перестает быть видимым для наблюдателя, глаз которого находится на расстоянии не более 2 м над поверхностью воды. В водах с большим количеством взвешенных частиц прозрачность может составлять



до 20–25 см. В озерах с чистой водой прозрачность достигает нескольких метров (озеро Нарочь – 10 м). Наибольшая глубина видимости диска из озерных водоемов – в озере Байкал, где достигает 42 м. Для сравнения – в дистиллированной воде диск Секки остается видимым до глубины 80 м.

*Цвет воды* – это зрительное впечатление, которое получает наблюдатель, смотрящий прямо вниз с лодки или судна. При этом воспринимается свет, исходящий из глубины водной толщи. Этот цвет не следует смешивать с отраженным цветом, который воспринимается наблюдателем, находящимся на берегу – в ясную погоду в результате отражения цвета неба водная поверхность кажется голубой, в пасмурную – серой, на закате солнца – розовой и т. д.

Цвет воды озер отличается большим разнообразием: от синих, синезеленых тонов в глубоких озерах с чистой водой до желто-сине-зеленых оттенков в неглубоких и менее чистых водоемах и коричневых в водоемах с болотным питанием.

Цвет озер определяется на фоне белого диска, опущенного примерно на половину глубины видимости. Видимый при этом цвет воды сопоставляется со стандартной шкалой цвета, состоящей из 21 пробирки под различными номерами с искусственно приготовленными цветными растворами.

**Биология озер.** Все водоемы земного шара, за исключением некоторых (с горячей водой, близкой к температуре кипения, с рассольными водами, богатых серной и соляной кислотами и т. п.), населены водными организмами. Организмы, населяющие озера и другие водоемы, называются *гидробионтами* (от греч. *hydor* – вода; *bion* – живущий). К ним относятся растения, животные и микроорганизмы.

Видовой состав и количество гидробионтов тесно связаны с физико-химическими свойствами вод и режимом водоемов и изменяются в зависимости от географической зональности и аazonальных факторов. При переходе от полярных широт к умеренным и тропическим видовой состав водных организмов становится разнообразнее, количество видов возрастает. Такие аazonальные факторы, как морфометрические особенности водоемов, водообмен, геологическое строение бассейнов и котловин, химизм вод, хозяйственная деятельность человека, могут существенно изменять видовой состав и количество гидробионтов в различных водоемах одной и той же зоны.

Среди гидробионтов различают автотрофные и гетеротрофные организмы. *Автотрофные организмы* (*автотрофы*, от греч. *autos* – сам; *trophē* – пища) питаются минеральными веществами и способны создавать (синтезировать) органическое вещество. К ним относятся все растительные организмы, осуществляющие фотосинтез, т. е. синтез органического вещества с использованием солнечной энергии.

*Гетеротрофные организмы* (от греч. *hēteros* – иной, другой) питаются только готовым органическим веществом. К ним относятся все животные, некоторые растительные (паразитарные) организмы и большинство бактерий.

Таким образом, водные организмы по характеру обмена веществ разделяются на две основные группы: производителей органического вещества и потребителей органического вещества.

Условия жизни неоднородны даже в различных частях одного и того же водоема. В каждом озере существуют участки с однородными условиями обитания организмов, называемые *биотопами*. Наиболее крупными биотопами являются литораль (береговая часть озера до глубины проникновения света – 3–7 м) и пелагиаль (глубоководная часть озера), внутри которых существуют свои биотопы. К каждому биотопу приурочена определенная группа организмов (животных и растений), наиболее приспособленных к нему, называемая *биоценозом*. По приспособленности к существованию в определенных биотопах выделяются три основные группы водного населения: планктон, нектон, бентос.

*Планктон* (от греч. *planktós* – блуждающий) – это совокупность обитателей водной массы, которые не способны преодолевать интенсивные движения воды и перемещаться по горизонтали на большие расстояния. Многие представители планктона могут перемещаться по вертикали. К планктону относятся различные виды водорослей (фитопланктон), бактерий (бактериопланктон), простейшие, ракообразные, коловратки (зоопланктон).

*Фитопланктон* – основной продуцент органического вещества в водоемах, за счет которого существуют водные гетеротрофные животные и некоторые бактерии. Биомасса фитопланктона обычно составляет от нескольких миллиграммов до нескольких граммов в 1 м<sup>3</sup>. Фитопланктон – начальное звено большинства пищевых цепей в водоеме. Развитие его зависит от интенсивности освещения. Поэтому в холодных и умеренных водах проявляются сезонность в развитии планктона

и колебания его биомассы. В теплое время года в водоемах умеренных широт наблюдаются периоды обильного развития фитопланктона, сопровождаемые так называемым «цветением воды», которое изменяет ее цвет и прозрачность.

Летом, благодаря вертикальному термическому расслоению и поглощению света фитопланктоном, вода резко делится на верхний, трофогенный слой, где бурно развивается жизнь и продуцируется органическое вещество, и нижний, трофолитический, в котором преобладает распад органического вещества. Зимой развитие фитопланктона прекращается, его представители пассивно перезимовывают на дне. Скуднее становится и зоопланктон.

*Нектон* (от греч. *nēctós* – плавающий, плывущий) – совокупность активно плавающих животных, способных противостоять течению и преодолевать значительные расстояния. К ним относятся рыбы и некоторые млекопитающие (китообразные, ластоногие и др.). В озерах Беларуси нектон представлен рыбами, из которых 19 являются промысловыми. Наиболее ценные из них – лещ, карась, угорь, судак. В глубоких озерах водятся ряпушка и снеток, относящиеся к реликтам ледниковой эпохи. Ценным объектом рыбозаводства является карп, или, как его еще называют, сазан. Для рыбозаводства акклиматизированы белый амур и толстолобик.

*Бентос* (от греч. *bénthos* – глубина) – совокупность организмов, обитающих на грунте и в грунте водоемов. Бентос делят на растительный (фитобентос) и животный (зообентос). В пресноводных водоемах фитобентос представлен главным образом водорослями (особенно синезелеными и харовыми) и различными цветковыми растениями.

Условия жизни в литорали и профундали (дно глубоководной части – пелагиаль) озер различны, в связи с чем различен и их бентос. В профундали света для развития растительности недостаточно, поэтому она слабо развита или ее нет. Здесь преобладают бактерии, грибки, черви и некоторые моллюски. Пищей для бентоса являются опустившиеся на дно органические остатки и илы. Организмы бентоса преобразуют донные отложения, размельчая их, пропуская через свои тела при извлечении питательных элементов.

Для литорали, за исключением каменистых участков и участков, подверженных сильному воздействию волн, характерны заросли крупной высшей водной растительности – *макрофитов* (от греч. *makros* – большой, длинный; *phytón* – растение). Заросли макрофитов располагаются

по направлению от уреза воды к центру озера концентрическими зонами, в каждой из которых доминирует определенная группа растений. Вблизи уреза воды развиваются влаголюбивые растения (осоки, камыш, незабудки и др.), затопляемые только при высоких уровнях воды. Дальше, до глубины около 1 м, распространены невысокие растения (хвощ, стрелолист, манник и др.). Высокие надводные растения (тростник, рогоз, схеноплект) встречаются на глубине до 2 м. Их заросли над водой возвышаются на 3 м и более. Благодаря грубым прочным стеблям и мощной корневой системе, эти растения хорошо противостоят ветру и гасят волны, защищая берег от размыва. Полупогруженные растения (кувшинка, кубышка, рдест), листья и цветы которых лежат на поверхности воды, достигают глубины 2,5–3 м. Эта зона благоприятна для развития комаров.

Бульшие глубины в озерах заняты полупогруженными растениями, среди которых преобладают харовые водоросли и водяные мхи. Они образуют так называемые подводные луга до глубины 5–12 м, а в озерах с прозрачной водой и глубже. Так, мох фантиналис в озере Долгое Глубокского района встречается до глубины 16 м.

Для оценки интенсивности биологических процессов, происходящих в водоемах, и определения возможностей хозяйственного использования гидробионтов необходимы количественные показатели. К таким показателям относятся биомасса и продукция водоемов.

*Биомассой* называется общее количество органического вещества, заключенного в живых организмах в данный момент. Биомасса выражается в массовых единицах на единицу площади зеркала или дна или на единицу объема воды ( $\text{г/м}^2$ ,  $\text{кг/га}$ ,  $\text{т/км}^2$ ,  $\text{г/м}^3$  и т. д.).

*Продукция* водоема есть приращение биомассы за некоторый промежуток времени ( $\text{г/м}^2 \cdot \text{сут}$ ,  $\text{кг/га} \cdot \text{год}$  и т. д.).

Интенсивность протекания в озерах биологических процессов учитывается при биологической классификации озер. В основу наиболее распространенной биологической классификации озер, разработанной А. Тинеманом и Е. Науманом, положены условия питания организмов – трофичность (от греч. *trophē* – пища, корм). Различают озера *олиготрофные* (от греч. *olígos* – немного, мало), *эвтрофные* (от греч. *eu* – хорошо) и *дистрофные* (от греч. *dys* – недостаточно).

В воде олиготрофных (малокормных) озер содержится мало биогенных элементов, жизнь развита слабо. Вода их прозрачна, кислорода достаточно. В донных отложениях преобладают минеральные частицы,

органики мало. Это большей частью озера, расположенные среди кристаллических пород, часто горные.

Евтрофные (многокормные) озера отличаются большим содержанием биогенных элементов и органического вещества, сильным развитием фитопланктона и прибрежных зарослей. Часть органики накапливается на дне в виде органических илов. К евтрофным относятся преимущественно небольшие хорошо прогреваемые летом озера лесной зоны.

К дистрофным (недостаточнокормным) относятся преимущественно озера заболоченных районов. В воде их содержится много органики в том числе губительных для организмов гуминовых кислот. Жизнь почти не развита. Круговорот веществ неполный, на дне накапливаются илы. Кислорода недостаточно даже летом. Дистрофные озера за торфовываются и превращаются в болота.

### 8.9. Геологическая деятельность озер

В озерах наблюдаются все три основных вида геологической деятельности: разрушительная, транспортирующая и созидательная. Степень проявления каждой из них зависит от морфометрических характеристик озер и их водосборов и в первую очередь от размеров самого водоема, а также от географической широты и других факторов.

Разрушительная деятельность в озерах связана с воздействием ветровых волн. Ударная сила ветровых волн зависит от их размера и, следовательно, от величины акватории озера. Существенное влияние на проявление разрушительной деятельности оказывают горные породы, слагающие берега озер. При массивных кристаллических породах берега более крутые и в большей степени подвергаются разрушению с образованием крупных обломков (валуны, галька). Берега озер, сложенные осадочными породами, обычно пологие, с небольшими прибрежными глубинами, что способствует ослаблению ветровых волн и минимальному проявлению разрушительной деятельности.

Транспортирующая геологическая деятельность связана с течениями, способствующими равномерному распределению взвешенных наносов по всему объему озера. В озерах с транзитным течением часть взвешенных частиц выносятся из озера, но все же преимущественно происходит процесс отложения. В озерах, как водоемах замедленного водообмена, в наибольшей степени выражена созидательная геологическая деятельность.

Благодаря замедленному водообмену в озерах непрерывно аккумулируются твердые минеральные и органические частицы, как приносимые извне поверхностным и подземным стоком или ветром, так и формирующиеся в самих водоемах в результате физико-химических и биологических процессов. Накапливаясь на дне и склонах котловины, эти частицы образуют донные отложения.

*Донные (озерные) отложения* – отложения разнообразных минеральных и органических частиц, накапливающиеся с течением времени на дне и склонах котловин водоемов (озер, прудов, водохранилищ) и достигающие более или менее значительной толщи. Они формируются в результате поступления в водоем речных и эоловых наносов и продуктов абразии (разрушения) берегов (*терригенные* отложения), накопления продуктов химических реакций (*хемогенные* отложения), отложения остатков отмирающих живых организмов (*биогенные* отложения).

Интенсивность формирования, мощность, механический и химический состав донных отложений зависят от физико-географических условий бассейна и совокупности процессов, происходящих в самих водоемах. По мере хозяйственного освоения территорий бассейнов и водоемов все большую роль в формировании озерных отложений играет деятельность человека (сбросы сточных вод, распашка водосборов, вырубка лесов и др.).

Донные отложения различны по механическому и химическому составу не только в разных озерах, но и в пределах одного и того же озера.

Скорость осаждения частиц в воде зависит от их плотности, размеров и от характера движения вод. Крупные частицы осаждаются быстрее. Поэтому крупность частиц убывает от берега к центральной части котловины. У уреза воды (возле берега) залегают валуны и камни, далее располагаются песчано-галечные отложения. По мере продвижения к центру озера они последовательно сменяются песком, глиной и, наконец, наиболее мелкими фракциями – озерными илами органического или смешанного (органического и минерального) состава, покрывающими дно глубокой части котловины.

Донные отложения литорали и профундали отличаются друг от друга и по химическому составу, в первую очередь по соотношению минеральных и органических компонентов. Общее представление об этом соотношении дают результаты прокаливаний образцов отложений (до температуры не более 800°C). Остаток от прокаливаний (зольность в процентах) характеризует минеральную, потери при прокаливании – органическую часть образца.

Отложения литорали, как правило, характеризуются преобладанием минеральных, илы профундали – органических частиц. Например, в малом плёсе озера Нарочь зольность отложений на глубине 2,5 м достигает 62%, на глубине 8 м – только 53%.

В накоплении донных отложений прослеживается периодичность, обусловленная сезонными и многолетними колебаниями режима водоемов. С этой периодичностью связана характерная для озерных отложений слоистость. Изучение слоев донных отложений имеет большое палеогеографическое значение. Мощность сезонных и годовых слоев отложений, их крупность, механический и химический состав, наличие остатков водных организмов и растений, пылцы деревьев позволяют установить возраст озера и судить о физико-географических условиях периодов формирования тех или иных слоев.

В озерах Беларуси найдены (в основном это глины, пески, мергели, доломиты) отложения девонского, пермского, юрского и неогенового возраста. Отложения накапливались также в озерах, которые существовали в межледниковые эпохи четвертичного (антропогенного) периода и в голоцене (эпоха послеледниковья, которая началась около 10 тыс. лет назад). Мощность голоценовых отложений в озерах Беларуси достигает 25 м. К голоцену приурочено накопление в озерных котловинах сапропеля, мощность отложений которого достигает иногда 20 м.

*Сапропели*, или *гнилостные илы*, содержат более 30%, а иногда и до 70% органических веществ и образуются преимущественно из остатков планктона. Основная составная часть сапропелей – аморфная органическая масса, называемая *детритом*. Минеральная часть сапропелей – преимущественно илы, т. е. минеральные частицы с диаметром менее 0,001 мм. Из сапропелей можно добывать различные нефтепродукты: машинные масла, бензин, керосин, но промышленного значения такая добыча не имеет. Широко используется сапропель в качестве удобрения, особенно на легких по гранулометрическому составу почвах (пески, супеси).

В дистрофных мелководных озерах лесной зоны часто образуются торфянистые, или гуминовые, илы. В озерах могут накапливаться также известковые, железистые и другие (поваренная соль, глауберова соль, сода, гипс) солевые отложения.

Состав, структура и мощность донных отложений зависят от гидрологического режима водоемов и природных особенностей их бас-

сейнов, в связи с чем распределение этих отложений в озерах земного шара подчиняется в общих чертах географической зональности. Для озер увлажненных территорий характерны пресноводные, для озер засушливых районов – минерализованные отложения. Наиболее мощные толщи отложений накапливаются в озерах лесной зоны, так как при достаточном количестве тепла в них бурно развивается жизнь и накапливаются органические остатки, а значительный сток с водосборов обеспечивает поступление минеральных частиц.

#### 8.10. Некоторые особенности морфологии и режима водохранилищ

Искусственные водоемы – *водохранилища*, *пруды* создаются человеком для накопления воды с целью последующего использования ее в различных отраслях народного хозяйства. Как правило, водохранилища образуются путем строительства плотин на реках или временных водотоках. Иногда вода в них удерживается обвалованием или выемкой грунта. Пруд – это мелководное водохранилище (5–10 м) с малой площадью зеркала (до 1 км<sup>2</sup>).

Подпертый участок реки выше плотины, составляющий водохранилище, называется *верхним бьефом*, а участок реки ниже плотины, в режиме которого сказывается влияние водохранилища, – *нижним бьефом*.

Создание водохранилищ вызывает изменение природных условий и процессов на прилегающих территориях – микроклимата, режима грунтовых вод, почв, растительности. В связи с этим в зонах влияния водохранилищ происходят существенные изменения условий развития и специализации отраслей народного хозяйства.

По своему положению в процессе стока водохранилища, также как озера и болота, относятся к водоемам замедленного водообмена. В соотношении составляющих водного баланса водохранилищ различных районов не наблюдается таких четких, как для водного баланса озер, различий, обусловленных географической зональностью. Независимо от географической зоны в приходной части баланса водохранилищ господствует приток с водосборов, а в расходной – сброс вод через плотины и гидроузлы. На эти составляющие приходится более 95% приходной и расходной частей баланса водохранилищ, расположенных как в условиях достаточного, так и в районах недостаточного увлажнения.

При проектировании для каждого водохранилища устанавливаются уровни, соответствующие определенным фазам гидрологического режима (рис. 46). К ним относятся: форсированный подпорный уровень (ФПУ), нормальный подпорный уровень (НПУ), уровень мертвого объема (УМО).

*Форсированный подпорный уровень (ФПУ)* – максимальный расчетный уровень водохранилища, соответствующий условиям пропуска максимального расхода воды заданной вероятности превышения (обеспеченности). Он обычно превышает НПУ на 0,5–1 м и может поддерживаться в течение короткого времени при высоких половодьях и паводках.

*Нормальный подпорный уровень (НПУ)* – уровень, до которого может регулярно наполняться водохранилище и на длительное стояние которого рассчитаны подпорные сооружения (плотины, дамбы).

*Уровень мертвого объема (УМО)* – уровень, соответствующий неиспользуемой части объема водохранилища, называемой *мертвым объемом* (МО). Этот объем предназначается для аккумуляции наносов, а также необходим для поддержания минимального напора на ГЭС, судоходных глубин, для обеспечения работы водозаборных сооружений и соблюдения санитарных норм.

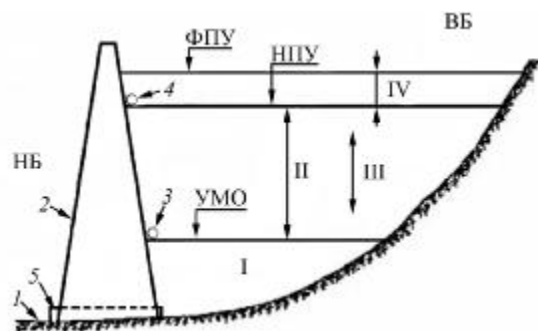


Рис. 46. Схема высотного расположения характерных объемов и уровней водохранилища и основных сооружений:

ВБ – верхний бьеф; НБ – нижний бьеф; 1 – дно долины; 2 – плотина;  
3 – место расположения водозаборных сооружений; 4 – место расположения водосбросных сооружений; 5 – водоспускные сооружения; I–IV – объемы: I – мертвый;  
II – рабочий; III – полезный; IV – сливная призма; I + II – полный; уровни:  
УМО – мертвого объема; НПУ – нормальный подпорный;  
ФПУ – форсированный подпорный

Кроме мертвого объема, в водохранилище различают *рабочий объем* – разность между объемами воды при НПУ и УМО. Количество воды, заключенное между УМО и НПУ, которое может быть использовано на хозяйственные нужды, называется *полезным объемом*. Он равен разности между рабочим объемом и потерями воды из водохранилища (испарение, фильтрация, льдообразование). Сумма рабочего и мертвого объемов составляет *полный объем* водохранилища.

Важной функцией водохранилищ является регулирование поверхностного и речного стока. Регулирование речного стока водохранилищами осуществляют с целью перераспределения естественного притока в соответствии с интересами народного хозяйства. Водоохранилища осуществляют регулирование многолетнего, сезонного и высокого стока. При *многолетнем* регулировании стока происходит выравнивание стока в многолетнем разрезе посредством повышения стока маловодных лет за счет сработки запаса воды в водохранилище, накопленного в многоводные годы. При *сезонном* регулировании стока происходит трансформирование внутригодового распределения стока применительно к требованиям водопотребителей и водопользователей. При регулировании *высокого* стока уменьшаются максимальные расходы воды половодий и паводков малой вероятности превышения. С этой целью водохранилища создаются выше по течению реки и служат для защиты объектов, расположенных в нижнем бьефе, от затопления при половодье и паводках.

Для внутригодового хода уровней водохранилищ характерны резкий подъем в период наполнения (в большинстве случаев в период половодья) и сработка в течение всей остальной части года. Годовые колебания уровней в водохранилищах значительно выше, чем в озерах, и достигают на равнинных водохранилищах 5–7 м, а на горных – даже 50–80 м.

При создании водохранилищ происходит затопление русел, пойм, склонов долин, а в ряде случаев и водоразделов. Поэтому котловины водохранилищ отличаются большой сложностью рельефа дна, резкими перепадами глубин, разобщенностью на плёсы, что оказывает определенное влияние на процессы, протекающие в водохранилищах.

Морфометрические показатели водохранилищ значительно меняются в течение года в связи с большими колебаниями уровней. Равнинные водохранилища отличаются значительным затоплением прилегающих территорий, большими площадями зеркала, обширными мелководьями при относительно небольшом напоре (подъеме уровня

по сравнению с рекой). Например, напор Вилейского водохранилища составляет около 11 м, напор Волжского и Днепровского каскадов – 15–35 м, а в горных водохранилищах он может достигать сотен метров (Ингурское – 410 м, Нурекское – 273 м и Саяно-Шушенское – 212 м).

В движении вод водохранилищ сочетаются элементы речного (стоковые течения) и озерного (ветровые течения, сгоны и нагоны, волны) режимов. Режим течений и волн осложняется строением котловин (пересеченный рельеф дна, резкие изменения глубин, обширные мелководья), значительными колебаниями воды, пропусками воды через плотины.

Распределение температуры воды по вертикали и в водной массе водохранилищ различно в зависимости от водообмена, перемешивания, строения котловин. В большинстве средних и крупных водохранилищ летом наблюдается прямая температурная стратификация. При усилении водообмена и ветрового перемешивания стратификация сменяется гомотермией. Зимой четко выражена обратная температурная стратификация.

Весьма четко проявляется в водохранилищах и неоднородность температуры воды по горизонтали. Различия в температурах мелководных участков и проточных центральных частей водохранилищ достигают 5–8°C.

Минерализация воды в водохранилищах увлажненных районов колеблется в течение года меньше, чем в реках, особенно при аккумуляции в водохранилищах больших объемов вод половодий. Соответственно меньше колебания минерализации воды и в нижнем бьефе, т. е. водохранилище осуществляет регулирование не только стока, но и химизма вод.

В первые годы после заполнения водохранилищ в их водах сильно увеличивается по сравнению с реками количество органических веществ, поступающих с затопленных почв, растительности, торфяников. В дальнейшем режим органических веществ зависит от развития жизни в водоеме и его проточности.

Содержание кислорода в водохранилищах летом больше, чем в реках, в результате интенсивного фотосинтеза и нередко достигает при прямой температурной стратификации в верхних слоях 150–200% насыщения. Ко дну количество его уменьшается. Зимой кислорода в водохранилищах меньше, чем в реках, а в придонных слоях, особенно в первые годы после заполнения водоемов, наблюдается его дефицит и случаются заморы рыб и других аэробных организмов.

Формирование берегов водохранилищ происходит гораздо более интенсивно, чем в озерах, особенно в первые годы после заполнения. В результате абразии берегов в районах крупных водохранилищ уничтожаются значительные площади пригодных для использования земель.

Зайление водохранилищ происходит в результате отложения в них речных наносов, твердых частиц, поступающих от размыва берегов, органических остатков отмерших водных растений и животных. В первые годы существования крупных равнинных водохранилищ основную массу донных отложений (до 70%) дает размыв берегов. Несколько меньше роль в них речных наносов. С течением времени доля береговых наносов уменьшается до 10–15%.

Влияние водохранилищ на природные условия побережий и прилегающих территорий проявляется в изменениях метеорологических характеристик (температуры и влажности воздуха, ветров), затопления и подтопления земель, в подпоре грунтовых вод. В результате этого изменяются почвы, растительность и животный мир.

В теплую часть года температура воздуха на берегах водохранилищ выше, чем в удаленных от него районах. В период нагрева вод (весной и в первую половину лета) водоемы оказывают на воздух выхолаживающее воздействие, понижая его температуру, а во вторую половину лета и осенью (в период охлаждения) действуют обогревающе. На берегах водохранилищ увеличивается продолжительность безморозного периода, и это увеличение может достигать 40 сут и более. Абсолютная влажность воздуха в среднем возрастает на побережьях водоемов на 10–15% летом и 3–5% весной и осенью, относительная – на 4–6% на северных и 6–12% на южных водоемах. Скорость ветра над акваториями крупных водохранилищ примерно в 3 раза выше, чем над сушей.

Влиянием водохранилищ на климат могут быть охвачены территории различных размеров, что зависит от величины водоема, рельефа берегов и окружающей территории. Например, на пологих берегах Рыбинского водохранилища это влияние сказывается на расстоянии 10–15 км, а в отдельных случаях 30 км и более, на Камском – до 2,5 км. На водохранилищах с крутыми высокими берегами (Братское, Иркутское) оно ограничивается прибрежной полосой.

Подпор грунтовых вод распространяется на различные расстояния в зависимости от напора воды в водохранилище и от геологического строения берегов. Чем выше напор и лучше водопроницаемость почвогрунтов на прилегающей территории, тем больше подпор грунтовых

вод и на большее расстояние (даже до 15–20 км) сказывается его влияние. С подпором грунтовых вод связано подтопление земель и соответствующие изменения почв и растительности.

На затопленных землях прежний растительный покров отмирает и заменяется высшей водной или влаголюбивой растительностью. Затопление долин приводит к гибели или миграции населяющих ее животных, из которых лишь часть адаптируется к новым условиям на берегах водоема. На водохранилищах расселяются новые виды водных животных и птиц.

## Глава 9. БОЛОТА

### 9.1. Образование болот и их типы

*Болото* – избыточно увлажненный участок земной поверхности, характеризующийся развитием влаголюбивой (болотной) растительности и накоплением слаборазложившихся отмерших растительных остатков в виде торфа. Следовательно, основными признаками болота являются избыточная увлажненность, специфическая растительность, приспособленная к условиям обильного увлажнения и недостатка кислорода в почве, а также болотный процесс почвообразования, под влиянием которого происходит оглеение минерального грунта и образование на нем органогенного горизонта – торфа.

Изучением болот занимаются болотоведение и гидрология. *Болотоведение* – наука, изучающая биологические особенности образования и развития болот, их растительность и биохимические свойства. *Гидрология болот* – раздел гидрологии суши, занимающийся изучением физических процессов движения влаги в болотах и процессов влагообмена между болотами и окружающей средой.

*Торф* – органогенная горная порода, образующаяся в условиях избыточного увлажнения из остатков не полностью разложившихся болотных растений (не утративших тканевое строение), продуктов их разложения (гумуса) и минеральных веществ (золы). К торфам относят породу с зольностью менее 50%. *Зольность* – это содержание минеральных частиц в процентах от сухой массы породы. Определяется путем сжигания образца в муфельной печи при температуре около 800°C. *Гумус* – бесструктурное (аморфное) органическое вещество, образо-

вавшееся биохимическим путем посредством идущих одновременно реакций разложения органических остатков и синтеза высокомолекулярных продуктов. *Степень разложения торфа* – отношение (в процентах) разложившегося органического вещества (гумуса) ко всей массе торфа.

Одним из основных показателей качества торфа является его ботанический состав, определяемый по названию растений-торфообразователей. По ботаническому составу различают торф осоковый, древесно-тростниковый, гипновый, сфагновый, пушицевый и др. По ботаническому составу в Беларуси выделено 39 видов торфов. В названии торфа на последнем месте указываются растения, остатки которых преобладают. Например, древесно-осоковый торф состоит преимущественно из остатков осок и меньше – из древесных.

Переувлажнение земель обуславливается совокупным воздействием комплекса естественных и искусственных (антропогенных) факторов. Из естественных факторов основными являются: климат (заболоченность больше в северных районах при преобладании атмосферных осадков над испарением), геологическое строение (крупные болотные массивы приурочены к геоструктурным понижениям), гидрогеологические условия (глубина залегания грунтовых вод, наличие водоносных горизонтов и их связь с напорными водами и др.), геоморфология и рельеф местности (пересеченность, уклоны поверхности), гидрологические условия и естественная дренированность территории (глубина вреза рек, густота речной сети, затопление паводковыми водами) и др.

К антропогенным факторам относятся: подтопление и затопление земель при сооружении водохранилищ, шлюзов и других подпорных сооружений, а также при неправильной эксплуатации систем водоснабжения, орошения и канализации (потери воды); снижение дренирующей способности рек при их заилении (распашка земель до берегов рек, отсутствие противозерозийных мероприятий). К заболачиванию земель ведут ошибки в дорожном строительстве, а также свodka леса и кустарника (устраняется биологический дренаж).

Переувлажненные территории подразделяются на болота, заболоченные и минеральные избыточно увлажненные земли. Различие между ними определяется наличием и мощностью торфа: при слое торфа более 30 см это болота, при слое торфа менее 30 см – заболоченные земли, а при отсутствии торфа – минеральные избыточно увлажненные земли.

Болота образуются двумя путями: при зарастании водоемов (озер) и вследствие заболачивания минеральных почвогрунтов.

Заболачиванию озер предшествует их обмеление, обусловленное поступлением с водосбора и аккумуляцией минеральных и органических частиц, а также отложением отмирающих растений самих озер. При обмелении усиливается развитие влаголюбивой растительности (хвощи, осоки и др.), отложения которой с течением времени поднимаются над поверхностью воды в озере, и последнее превращается в болото.

Заболачивание минеральных грунтов может обуславливаться различными условиями. Такие условия создаются при равнинном рельефе и залегании слабоводопроницаемых грунтов (суглинки тяжелые, глины) непосредственно с поверхности или на небольшой глубине. При преобладании атмосферных осадков над испарением и в связи с отсутствием стока с равнинных участков создается избыточное увлажнение и территория заболачивается.

Болота могут возникать в пониженных местоположениях, где распространены слабоводопроницаемые грунты или на небольшой глубине залегают грунтовые воды.

Заболачиваются иногда участки, расположенные у подножья склонов при выклинивании грунтовых вод на поверхность.

Заболачиванию могут подвергаться пониженные замкнутые местоположения в поймах рек, из которых затруднен сток паводковых вод и вод половодья. Такие понижения чаще встречаются возле склонов долины. В них формируются низинные болота с малой мощностью торфа и преимущественно с осоковой растительностью.

По условиям водного и минерального питания, характеру растительности и форме поверхности болота подразделяются на три типа: низинные, верховые и переходные.

*Низинные (эвтрофные)* болота располагаются в понижениях рельефа и имеют плоскую или слегка вогнутую поверхность. Водное питание низинных болот происходит не только за счет атмосферных осадков, но и за счет минерализованных (жестких) грунтовых и речных вод, богатых известью и другими зольными веществами. Поэтому здесь развивается требовательная к условиям питания эвтрофная растительность (осоки, тростник, камыш, зеленые мхи – гипновые, ольха, береза, иногда ель, сосна и др.). Торф низинных болот обладает большой зольностью (до 30%) и пониженной кислотностью и влагоемкостью.

*Верховые (олиготрофные)* болота залегают на водораздельных плато и на высоких речных террасах, не заливаемых водой. Они имеют выпуклую поверхность. Водное питание верховых болот осуществляется преимущественно поверхностными (атмосферными) водами, бедными минеральными солями. Поэтому здесь развивается малотребовательная к элементам питания олиготрофная растительность, главным образом сфагновые мхи, пушица, багульник, подбел, голубика, клюква, росянка, морошка, а из древесных пород встречается только сосна. Образующийся в верховых болотах сфагновый торф характеризуется малой зольностью, большой влагоемкостью, пониженной степенью разложения и повышенной кислотностью.

*Переходные (мезотрофные)* болота занимают промежуточное положение между низинными и верховыми. Местом их расположения могут быть различные элементы рельефа: от водоразделов до низких речных террас, не заливаемых полыми водами. Иногда переходные болота образуют окраинную зону верховых и низинных болот. Питают их атмосферные и мягкие грунтовые воды. Произрастает здесь мезотрофная растительность – сфагновые мхи, вахта, сабельник, пушица, багульник, голубика, клюква; из древесных пород – сосна, а также береза. Произрастание последней свидетельствует о переходном типе болота, так как по живому напочвенному покрову иногда трудно отличить переходное болото от верхового.

Указанные три типа болот выделяются в основном по водному питанию верхнего деятельного слоя торфа, который определяет и состав растительности. При образовании болота путем заторфовывания озера в водном питании деятельного слоя торфа значительную роль играют грунтовые воды, и поэтому болото развивается по типу низинного. По мере увеличения мощности торфа значение грунтовых вод в водном питании деятельного слоя торфа ослабевает и болото развивается по типу переходного, а в дальнейшем и по типу верхового. Этот процесс развития болота отражается в стратификации торфяной залежи, т. е. ее строении. Признаком образования болота путем заторфовывания озера является залегающий под торфом слой сапропеля, на котором формируются сначала низинные, потом переходные и, наконец, верховые торфы. При заболачивании отдельных участков суши в зависимости от водного питания верхнего слоя почвогрунта болото сразу может развиваться по типу переходного и потом верхового или только по типу верхового.



## 9.2. Гидрологический режим болот

Гидрологические особенности болот весьма своеобразны. Это определяется тем, что в торфяных болотах содержится от 89 до 94% воды по массе и, следовательно, от 11 до 6% сухого вещества. Таким образом, торфяные болота являются, несомненно, значительными аккумуляторами влаги. Однако вследствие того что вода в болоте связана с сухим веществом торфа, накапливаемые в болоте запасы воды не могут являться значительным дополнительным источником питания рек. Осушительными каналами и дренами нельзя уменьшить содержание воды в торфяном болоте ниже 85%, и лишь испарение вызывает дальнейшее снижение содержания влаги в торфяном грунте.

Гидрологический режим болот включает многие вопросы, из которых целесообразно рассмотреть уровень грунтовых вод.

Положение уровня грунтовых вод в болоте обуславливается рельефом болота, характером растительности и климатическими условиями. Рельеф и растительность, действуя непрерывно и достаточно длительное время, и притом в одном и том же направлении, определяют основной фон уровня грунтовых вод, который подвергается сезонным и случайным колебаниям под воздействием климатических факторов.

Уровень грунтовых вод на болоте не образует горизонтальной плоскости, а копирует в основном рельеф поверхности: на возвышенных участках он располагается выше и закономерно снижается по склонам.

На осушенных болотных массивах, кроме указанных факторов, влияние на положение уровня грунтовых вод оказывают глубина осушительных каналов, глубина закладки осушительных дрена, а также расстояние между каналами и дренами, т. е. степень канализованности болота.

Сезонные колебания уровня грунтовых вод на болотах связаны с общим ходом климатических факторов. Весеннее снеготаяние вызывает подъем уровня грунтовых вод – *весенний максимум*. На болотах Беларуси он приходится на вторую – третью декады апреля, в районе Архангельска – на вторую декаду мая, а в северо-западной части Украины – на март и первую половину апреля.

Возрастающая температура воздуха, а также развитие растительности и связанное с этим увеличение суммарного испарения обуславливают постепенное снижение уровня грунтовых вод на болоте, заканчивающееся *летним минимумом*. Летний минимум грунтовых вод на болотах устанавливается в августе – начале сентября, причем время его наступления на Европейской территории СНГ почти не зависит от широты местности.

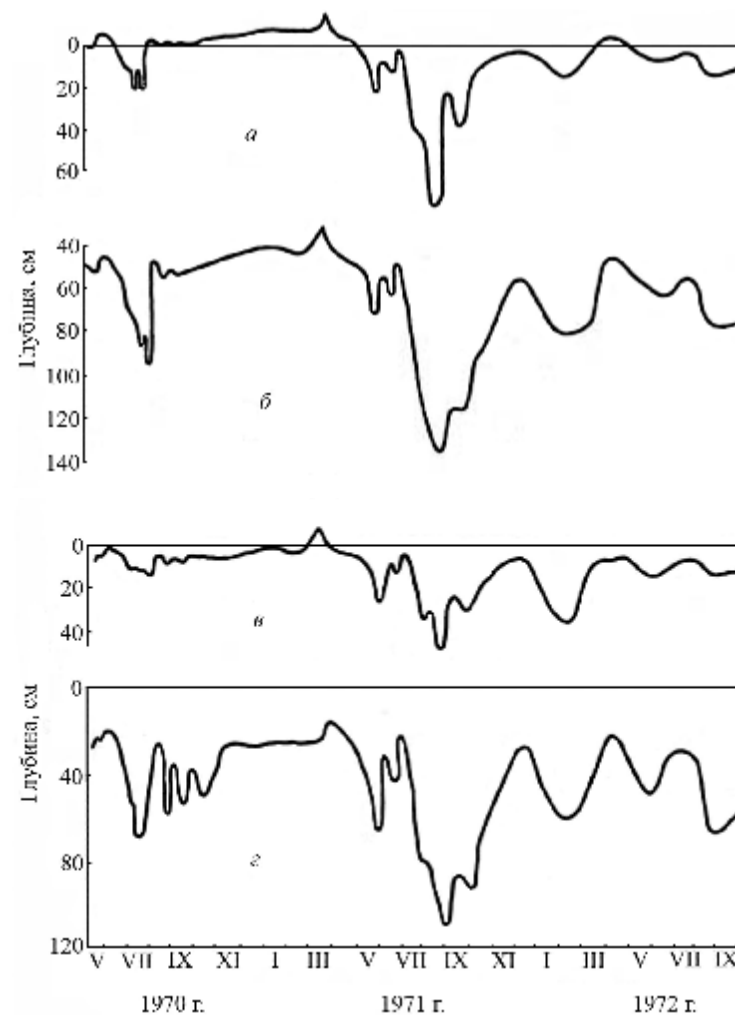


Рис. 47. Колебания уровней грунтовых вод на низинных и переходных болотных массивах в Сморгонском районе Гродненской области: а – мохово-травяной микроландшафт низинного болота; б – ивняково-осоковый микроландшафт с сосновым древостоем на том же низинном болоте; в – гипново-осоковый микроландшафт низинного болотного массива; г – чернично-багульниковый микроландшафт с сосновым древостоем переходного болота

Понижение температуры с наступлением осени и выпадающие атмосферные осадки способствуют осеннему подъему грунтовых вод. *Осенний максимум* на болотах наиболее часто наблюдается в следующие сроки: в районе Архангельска – в течение октября, в Ленинградской области – во второй декаде октября, в Московской области и в Беларуси – во второй декаде ноября, в северо-западной части Украины – в ноябре и декабре.

Зимой выпадающие атмосферные осадки накапливаются на поверхности, образуя снежный покров. Медленный подземный и иногда поверхностный сток воды с болот вызывает постепенное снижение уровня грунтовых вод в течение зимы, и устанавливается *зимний минимум*, приходящийся на Европейской территории СНГ на конец февраля – начало марта.

Изложенная общая особенность сезонного хода уровня грунтовых вод на болотах может нарушаться под влиянием случайных факторов, например выпадения дождей в теплый период или оттепелей в течение зимы.

По данным А. Д. Дубаха, каждый миллиметр выпадающих в виде дождя осадков вызывает в те же сутки кратковременное поднятие грунтовых вод в среднем на 2–6 мм. При отсутствии дождя происходит снижение уровня грунтовых вод, величина которого зависит от поверхности болота. В среднем за май – октябрь суточное снижение уровня грунтовых вод в периоды отсутствия дождей на неосушенных болотах равно 9,3 мм, на осушенных – 15,2 мм.

Колебание уровней грунтовых вод в различных частях болотных массивов характеризуется большой синхронностью (рис. 47), но годовая амплитуда и положение уровня относительно поверхности болота в разных микроландшафтах даже одного и того же болотного массива неодинаковы.

### 9.3. Распространение болот по географическим зонам и на территории Беларуси

Общая площадь болот земного шара – около 350 млн. га, что составляет 2,3% от площади суши. Наибольшее распространение болота имеют в северном полушарии.

В Беларуси насчитывается свыше 7 тыс. болот (7066) общей площадью 2,5 млн. га, или 12,0% площади республики, т. е. заболоченность

территории Беларуси в 5 раз больше, чем суши земного шара, что объясняется благоприятными условиями образования болот.

Наиболее часто болота встречаются в лесной зоне, где складываются наиболее благоприятные условия для образования и развития болот: повышенная увлажненность территории, температурный режим, способствующий протеканию биохимических процессов формирования торфа, а также своеобразная растительность, переносящая избыточное увлажнение и продуцирующая достаточное количество органической массы, как составной части торфа.

В зоне тундры, расположенной севернее лесной зоны, вследствие низких температур продуцирование растительностью органической массы снижено и затруднен процесс образования торфа. Поэтому болота зоны тундры характеризуются малой мощностью торфа.

В зоне лесостепи, расположенной южнее лесной зоны, климатические условия менее благоприятны для развития болот: пониженная увлажненность территории и в то же время повышенный расход влаги на испарение. Тем не менее в зоне лесостепи имеются значительные заболоченные площади в виде узких полос по долинам рек и оврагам. Наибольшее распространение в этой зоне имеют низинные болота, приуроченные к местам выхода грунтовых вод, которые являются источником их питания. Для зоны степей характерно дальнейшее уменьшение количества болот и заболоченных земель, а в зоне полупустыни торфяники отсутствуют совершенно.

На территории Беларуси наибольшее распространение получили низинные болота, занимающие 81,2% от площади всех болот. Встречаются они преимущественно в южной части республики на территории Полесья, характеризующейся пониженным местоположением, с чем связано частое выклинивание или залегание близко к поверхности грунтовых вод.

Значительно меньшая площадь (15,8%) занята верховыми болотами, которые чаще встречаются в северной части Беларуси. На долю переходных болот приходится только 3% от площади всех болот республики. Встречаются они преимущественно в центральной части.

Наиболее крупным в Беларуси является низинное болото Поддубичи (Столинский район Брестской области) площадью 48,2 тыс. га с глубиной торфа до 4 м.

Из верховых болот наиболее крупным является болото Ельня (Минорский район Витебской области), занимающее площадь 16,4 тыс. га,

с мощностью торфяной залежи до 8,3 м и сапропеля до 1,5 м. С 1968 г. болото является гидрологическим заказником, организованным для сохранения в естественном состоянии данного болотного массива с характерным, хорошо развитым грядово-мочажинным комплексом. Болото имеет выпуклую поверхность с кустарничково-сфагновым напочвенным покровом и редким сосновым древостоем. На болоте произрастают редкие для Беларуси северные виды растений – карликовая береза и морошка.

#### 9.4. Геологическая деятельность болот и их использование

Болота находятся обычно в пониженных местоположениях, и поэтому для них характерна созидательная (аккумулятивная) геологическая деятельность и в меньшей мере транспортирующая.

Созидательная геологическая деятельность болот заключается в образовании болотных отложений, происхождение которых связано с поступлением в болото как веществ с водосборов, так и веществ, образующихся в самих болотах. *Болотные отложения* – минеральные и органические осадки, накапливающиеся в болотах. Среди них известны пресноводные известковые отложения, вивианит, болотные железные руды, но преобладающим является торф.

*Пресноводные известковые отложения* образуются в результате накопления углекислого кальция  $\text{CaCO}_3$  в местах выхода насыщенных кальцием грунтовых вод. Обогащение грунтовых вод кальцием происходит за счет выщелачивания мергельно-меловых пород, известняка и доломита, встречающихся в толще осадочных пород водосборов.

*Вивианит* – минерал класса фосфатов. Встречается среди низинных болот, куда поступает с грунтовыми водами в результате вымывания фосфатов, залегающих неглубоко от земной поверхности на водосборах. При содержании  $\text{P}_2\text{O}_5$  от 2,5 до 17,5% порода называется торфовивианитом. Глубина его залегания чаще всего 0,25–1 м, а мощность отложений от 0,1 до 3,0 м. Используется в качестве фосфатного удобрения.

*Болотные железные руды* образовались вокруг болот и на заболоченных участках в результате растворения и выноса железа из окружающих пород водосборов под воздействием процессов заболачивания с переотложением и концентрацией его в понижениях рельефа. Содержание железа составляет 20–50%, бывают примеси марганца

(до нескольких процентов) и фосфора (до 1%). В Беларуси залежи болотных железных руд встречаются довольно часто и имеют мощность до 0,8 м. Из них получают природный пигмент, используемый при изготовлении красных, желтых, коричневых и темно-бурых красок.

*Торф* является органогенной горной породой, образующейся в специфических условиях среды. Залежи торфа формируются и в современную эпоху. На территории Беларуси имеется около 1600 болот с промышленными запасами торфа. Отдельные из них являются крупнейшими торфяными месторождениями с полезной площадью в несколько тысяч гектаров. Крупными промышленными механизированными предприятиями являются «Василевичи», «Смолевичское», «Днепровское», «Березинское», «Осинторф», «Ганцевичское» и др.

Значительная часть торфомассивов имеет местное значение и разрабатывается для использования торфа на удобрение полей, на подстилку скоту и топливо. Торф является основой торфяно-болотных почв, используемых в сельском хозяйстве и для выращивания леса.

Болота являются необходимой и весьма важной частью биосферы, так как экологический контраст между водной средой (водоемами) и суши в болоте проявляется в наименьшей степени. Болото можно рассматривать и как водоем, где вода связана с органикой (торфом), и как сушу, содержащую 80–95% воды и 20–5% сухого вещества; т. е. болота являются промежуточным звеном, обеспечивая непрерывность экологических условий и, следовательно, целостность и единство биосферы.

По мнению ученых, болотное почвообразование и болотные почвы появились на Земле в конце силура – начале девона (примерно 400 млн. лет назад). Кроме утилизации органического углерода и формирования кислородсодержащей атмосферы, древние болотные почвы выполнили еще одну не менее важную функцию в развитии биосферы. Они оказались наиболее благоприятной экологической средой в период выхода растений из воды и освоения ими суши.

Болота – уникальнейшие по своим функциям природные образования. С одной стороны, в них накапливается торф и аккумулируется углерод, с другой стороны, болота выполняют важные для биосферы экологические функции: регулирование теплового баланса, гидрологического режима, геохимических процессов, сохранение биологического разнообразия и др. Ценность болот для человечества состоит и в том, что они являются источником сырьевых (торф, аккумулированный в нем углерод) и растительных (пищевые, кормовые, лекарственные растения) ресурсов.

В настоящее время использование человечеством болотных ресурсов в основном осуществляется по трем направлениям: 1) использование болот в неизменном виде; 2) использование болот как земельных угодий; 3) использование торфа как сырья.

В неизменном виде болота выполняют разнообразную средообразующую роль и особенно по регулированию круговорота углерода в биосфере. Углерод консервируется в торфяных залежах на многие тысячелетия. В условиях Беларуси за 1000 лет может накопиться от 0,5 до 1,5 м торфа (от 0,5 до 1,5 мм/год). Для болот северо-запада России, где более благоприятные условия болотного почвообразования, среднегодовая величина вертикального прироста болот составляет 3–4 мм.

Установлено, что 1 га естественного болота в условиях Беларуси выводит из атмосферы через биогенный круговорот в геологический около 150–500 кг углерода, что составляет 550–1800 кг CO<sub>2</sub> в год. Запас биогенного углерода в торфе болот и заболоченных земель России равен 113,5 млрд. т, а по оценке Международного общества по торфу, мировые запасы углерода в торфе составляют 120–240 млрд. т.

В естественных болотах протекающий торфообразовательный процесс вызывает коренную перестройку геохимической системы: резкое увеличение подвижности Fe, Si, Al, Mn, Zn, Cu и других элементов создает предпосылки увеличения концентрации этих элементов и в речном стоке заболоченных водосборов.

В то же время болота являются геохимическими барьерами с очень высокой адсорбционной емкостью, выполняют функции биологических фильтров, накапливая токсичные техногенные элементы, органические загрязнители, пестициды, консервируя их и выводя из круговорота веществ в биосфере.

В неизменном виде болота являются источником некоторых природных ресурсов (сбор ягод, сенокошение на травяных болотах, охота, заготовка лекарственного сырья).

Таким образом, в неизменном виде болота выполняют важные геологические и биосферные функции, что, к сожалению, не поддается материальной оценке из-за отсутствия соответствующих методик. В результате ценность болот в неизменном виде значительно принижается.

Использование болот как земельных угодий предполагает обязательное проведение гидротехнической мелиорации (осушения). Цель осушения – создание благоприятных условий водно-воздушного

режима почв для выращивания различных сельскохозяйственных культур и для лесовыращивания. Эти же условия оказываются благоприятными для жизнедеятельности почвенных микроорганизмов. При осушении болот происходит интенсивное развитие аэробных микроорганизмов, минерализующих органическое вещество торфа. Прирост торфа сменяется его разрушением, и углерод переходит из геологического круговорота в биогенный, в том числе улетучивается в атмосферу и растворяется в грунтовых водах. Ежегодный вынос углерода с осушенных торфяных почв составляет 1500–6000 кг/га (5500–22 000 кг/га CO<sub>2</sub>). Сработка торфа на мелиорированных территориях Белорусского Полесья колеблется в пределах 0,5–12,0 см в год, или 3–20 т/га, и более.

Почвы осушенных болотных массивов подвергаются ветровой эрозии, которая проявляется не только на осушенных почвах, но и в результате понижения грунтовых вод на прилегающих минеральных почвах. Если за 100 лет образуется слой почвы в 0,5–2,0 см, то под воздействием дефляционных процессов этот слой может быть разрушен в течение нескольких лет. Установлено, что ежегодно потери торфяных почв от дефляции составляют от 1 до 10 т/га.

Осушительная мелиорация приводит к сокращению ресурсных потенциалов ягодников (клюквы, голубики, черники и др.) и лекарственных растений, уменьшается биологическое разнообразие флоры и фауны.

В результате осушения болот ухудшается водно-воздушный режим почв на прилегающих территориях. Это воздействие проявляется иногда на расстоянии до 12 км от осушенных болотных массивов, вызывая падение урожайности сельскохозяйственных растений и снижение продуктивности лесов.

Интенсивная осушительная мелиорация южных районов Беларуси и сопредельных стран привела к увеличению температуры в южной части республики на 0,3–0,4°C и уменьшению количества осадков на 10–35 мм в летнее время года; наблюдается рост числа засух во второй половине лета и появления заморозков весной и осенью, т. е. массовое осушение болот привело не только к микроклиматическим, но и к региональным изменениям климата Беларуси. Следует отметить, что указанное изменение климата Полесья не является общепризнанным, так как может быть обусловлено естественными глобальными причинами.

Сельскохозяйственное использование осушенных земель привело к ухудшению качественного состава рек Белорусского Полесья и грунтовых вод. Общая минерализация речных вод на указанной территории возросла в 1,4–1,7 раза. Использование торфа как сырья предусматривает его промышленную добычу. Промышленная разработка торфяных месторождений увеличивает скорость выноса углерода с болот в 300–500 раз по сравнению с осушением.

Таким образом, естественные болота очищают атмосферу и грунтовые воды от CO<sub>2</sub>, а осушенные болота, наоборот, переводят углерод прошлых эпох из торфяных залежей в атмосферу и грунтовые воды. Из этого можно сделать вывод, что современные способы сельскохозяйственного и промышленного использования болот противоречат законам развития нашей планеты и должны быть заменены другими, более совершенными способами.

## Глава 10. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЛЕДНИКОВ

В конце XVIII – начале XIX в. сформировалась самостоятельная область знаний, названная гляциологией. *Гляциология* (от лат. *glacies* – лед) – наука о формах льда на земной поверхности (ледники, снежный покров и др.), о подземных льдах, их строении, составе, физических свойствах, происхождении и развитии, геологической и геоморфологической деятельности и о географическом распространении. Основными объектами гляциологии, имеющими наибольшее распространение на Земле, являются подземные льды, снежный покров и ледники.

*Подземными льдами* называют все виды льда в мерзлых породах вне зависимости от их образования, размеров и условий залегания. На огромной территории северного полушария поверхностные слои почв и грунтов подвергаются сезонному промерзанию зимой и оттаиванию в весенне-летнее время. Этот верхний слой периодического промерзания и оттаивания называется деятельным слоем. Ниже него на обширных пространствах Евразии и Северной Америки развиты многолетние мерзлые горные породы (*вечная мерзлота*). Характер пространственного распространения вечной мерзлоты определяется условиями теплообмена на поверхности Земли. Южная граница распространения вечной мерзлоты совпадает с границей, где горные породы имеют нулевую температуру

на подошве слоя годовых колебаний. При движении с юга на север крупность массивов вечной мерзлоты увеличивается, одновременно возрастает и ее мощность от 5–15 до 700–900 м и более. Рекордной мощности многолетняя мерзлота достигает у северных берегов реки Вилюй (Сибирь), где она простирается на глубину свыше 1370 м.

Мерзлые горные породы являются прочным основанием для различных сооружений. Однако они весьма чувствительны к изменению температур. Обычно сооружения и линейные коммуникации (дороги, газо- и нефтепроводы) являются источником тепла, вследствие чего под ними мерзлые породы протаивают, что приводит к деформациям строительных объектов. Аналогичные явления могут проявляться при глобальном повышении температуры на Земле.

В умеренных широтах при температуре ниже 0°C атмосферные осадки выпадают преимущественно в виде снега, образуя *снежный покров*. Как временное, сезонное явление снежный покров образуется ежегодно на территории от 47 до 99 млн. км<sup>2</sup>.

На Земле имеются районы, где снежный покров сохраняется в течение всего года. Их называют районами вечного снега. Условная линия на земной поверхности, выше которой накопление твердых атмосферных осадков преобладает над их таянием и испарением, называется *снеговой границей (линией)*. Высота ее в полярных областях находится на уровне моря, а в экваториальных – на несколько километров выше уровня моря. Так, в умеренном поясе (северо-западные склоны Кавказа) она находится на высоте 2500 м, а на юго-восточных склонах поднимается до 3800 м. Над экватором она соответствует высоте около 6000 м. Например, постоянный ледник 5-километровой ширины находится на вершине вулкана Килиманджаро (Восточная Африка, Танзания) при высоте вулкана 5895 м и расстоянии до экватора 300 км (около 3° южной широты). Снеговая линия не остается все время на одном уровне. При похолодании и увеличении влажности климата на Земле она перемещается вниз, а при потеплении и уменьшении влажности – вверх.

Под воздействием различных причин накопившиеся на склонах гор снеговые массы могут обрушиваться, образуя снежные обвалы и лавины, иногда с катастрофическими последствиями.

Расположенный выше снеговой границы снег уплотняется, смерзается в крупные ледяные кристаллы и в таком виде его называют *фирном*. Под воздействием возрастающего давления всей толщи снежного покрова фирн уплотняется, из него вытесняется воздух

и он превращается в прозрачный голубой *глетчерный лед* – ледник. Плотность льда равна 0,92 г/см<sup>3</sup>. Лед пластичен и там, где позволяют условия, способен передвигаться. Скорость движения льда зависит от его толщины. Движение льда возможно при мощности льда 15–20 м, когда масса ледника превышает силу трения. Скорость движения ледников составляет от доли метра до 20 м/сут и более. Своеобразный рекорд в этом отношении установил ледник Медвежий (Памир), который в мае 1963 г. продвигался со скоростью 50 м/сут. Скорость движения ледника возрастает по мере увеличения уклона ложа и толщины льда. Она больше в центральной части ледника, меньше у дна и боков, где замедляется вследствие трения.

Общая площадь современных ледников достигает 16,3 млн. км<sup>2</sup>, что составляет 10,9% от площади суши. Различают покровные и горные ледники. *Покровные*, или *материковые*, льды покрывают Антарктиду, Гренландию и другие районы суши. Толщина льда в Антарктиде достигает 4780 м, а в Гренландии – 3400 м. Материковые ледники медленно сползают к морю, передвигаются по его дну в прибрежной части, затем разламываются и всплывают в виде ледяных гор – *айсбергов*. В плавучем состоянии около 2/3 айсберга находится под водой.

Общая масса айсбергов, которые плавают в водах Мирового океана, составляет 7 трлн. 650 млрд. т. Самый большой из айсбергов, обнаруженный в 1956 г., имел примерно 385 км в длину и около 110 км в ширину, а площадь – 31 тыс. км<sup>2</sup>. Обнаруженный в 1987 г. в районе моря Росса (Антарктида) внушительный айсберг имел размеры 134×37 км. Согласно произведенным подсчетам, количества пресной воды, содержащейся в нем, хватило бы для постоянного снабжения такого города, как Киев, в течение 2100 лет. Средняя продолжительность жизни айсбергов составляет около 4 лет. Скорость их передвижения и направление движения зависят от скорости и направления океанических течений. По мнению ряда ученых, рост числа отделяющихся айсбергов гигантских размеров свидетельствует о происходящем на Земле потеплении.

*Горные*, или *долинные*, ледники образуются в горах. На их долю приходится всего лишь около 0,5% всех ледников. Горные ледники отличаются небольшими размерами и языкообразной формой. При похолодании климата горные ледники могут, разрастаясь, превращаться в материковые; при потеплении материковые ледники подтаивают, распадаются и превращаются в горные.

*История оледенений.* В истории Земли известны периоды сильного охлаждения, когда огромные пространства континентов покрывались ледниками. Этап в геологической истории Земли, в течение которого многократно чередуются отрезки времени с очень холодным климатом с промежутками более теплого климата, называется *ледниковым периодом*. Ледниковый период включает гляциал и антигляциал. *Гляциал* (от лат. *glacialis* – ледяной), или *ледниковье*, – это отрезок времени с очень холодным климатом, когда наблюдается резкое расширение площади ледников. *Антигляциал* (от греч. *anti* – против), или *межледниковье*, – отрезок времени ледникового периода с более теплым климатом, когда значительная часть ледников стает.

Ледниковые периоды время от времени встречались в истории Земли, но все же довольно редко. Один из первых крупных периодов глубокого охлаждения, которому подверглась Земля за свою историю, приходится на начало протерозоя, около 2,3 млрд. лет назад. Далее геологическая летопись указывает на ряд эпизодов, похожих на оледенения, в период примерно от 850 до 600 млн. лет назад, т. е. в конце протерозойской эры. Это было явление глобального масштаба, поскольку признаки оледенения в указанный период имеются на всех существующих континентах; даже в низких широтах в это время было холодно. Известны также ледниковые периоды в палеозое. Следы древних протерозойских оледенений в виде морен обнаружены и на территории Беларуси. Но наиболее хорошо изучены оледенения плейстоцена.

Большинство исследователей выделяют на территории Беларуси пять оледенений: белорусское, березинское, днепровское, сожское и поозерское.

*Белорусское оледенение* – первое в антропогене оледенение в Беларуси. Предполагают, что его продолжительность 40 тыс. лет (600–560 тыс. лет назад). Ледник надвинулся со Скандинавского полуострова и дошел до границы Малорита – Пинск – Старобин – Глуск – Бобруйск – Быхов – Чаусы – Дрибин. Отложения этого ледника перекрыты более молодыми.

*Березинское оледенение*, или *миндельское*, – второе в антропогене оледенение в Беларуси. Продолжительность его составила 20 тыс. лет (480–460 тыс. лет назад). При нем надвинувшийся с севера ледник покрывал всю территорию республики. Отложения его также перекрыты более молодыми.

*Днепровское оледенение*, или *рисское первое оледенение*, длилось 70 тыс. лет (320–250 тыс. лет назад). Ледник покрывал всю территорию Беларуси и распространился далеко на юг за ее пределы. Отложения, сформировавшиеся во время данного оледенения, на юге и в центре Беларуси часто выходят на дневную поверхность и имеют мощность от 5 до 30 м, а в некоторых случаях до 100 м и более.

*Сожское оледенение*, или *рисское второе*, или *московское*, длительностью 110 тыс. лет (220–110 тыс. лет назад) охватило северную часть Беларуси до границы Пружаны – Береза – Ивацевичи – Барановичи – Выгоновское озеро – Солигорск – Любань – Глуск – Бобрыйск – Рогачев – Краснополье – Климовичи. На низинах мощность отложений этого оледенения достигает 10–25 м, а в пределах Ошмянской и Минской возвышенностей – до 60–135 м.

*Поозерское оледенение (валдайское)* – это последнее оледенение на территории Беларуси, длилось около 85 тыс. лет (95–10 тыс. лет назад). Площадь, занятая в это время ледником, примерно совпадает с территорией Белорусского Поозерья. Граница наибольшего развития льдов (18–17 тыс. лет назад) проходила по северным склонам Гродненской возвышенности, по линии Островец – Докшицы – Лепель – Орша и дальше вдоль Днепра. Мощность отложений этого оледенения в среднем 25–30 м, доходит в некоторых местах до 70 м.

Хотя ныне на Земле стало значительно теплее, чем 15–20 тыс. лет назад, и мы живем сейчас в очередном межледниковье, весьма обширная территория суши покрыта ледниками. Накопленные за последние десятилетия знания о современных ледниках являются ключом к распознаванию прошлых эпох оледенения, и одновременно эти знания необходимы для экстраполяции климата хотя бы на ближайшее будущее.

Методы распознавания оледенений, которыми пользуются ученые при исследовании этого явления, весьма разнообразны. Признаками оледенений являются: низкая температура, особенно летом, изменения в составе флоры и фауны, низкий уровень Мирового океана и ледниковые отложения.

Динамика средней температуры на Земле за последние 600 тыс. лет показывает периодичность чередования холодных и теплых периодов, а закономерный ритм последовательности гляциалей и антигляциалей наводит на мысль о существовании какого-то фактора, который изменяется сходным образом. Насколько сейчас известно науке, единственное наиболее приемлемое объяснение этого явления состоит

в том, что эта причина находится вне Земли и, вероятно, связана с колебаниями количества энергии, получаемой Землей от Солнца, хотя достоверно причины оледенений до сих пор не установлены.

В периоды оледенений расположенная на материках многометровая толща льда создает огромную нагрузку на земную кору. Так, поверхностные породы в центре Гренландии в наши дни массой лежащей на них ледяной шапки опущены вниз до уровня моря. В Скандинавии и в других районах с толстым ледяным покровом во время максимума накопления льда в период последнего ледникового земная кора находилась под особенно большим давлением.

По мере отступления льда во время нынешнего межледникового земная кора начала подниматься. Процесс этот происходит медленно и в некоторых местах продолжается и поныне. Установлено, что земная кора в центральной части Скандинавии, являющейся центром оледенения Северной Европы, за последние 10 тыс. лет поднялась на 100 м и продолжает подниматься.

*Ледниковые отложения.* При движении ледники выполняют огромную геологическую работу, следы которой из-за объемности и масштабности сохраняются в течение длительного геологического времени. Эти следы являются индикаторами оледенений.

В периоды усиления оледенений ледники медленно продвигаются во все стороны из регионов с максимальной толщиной ледяного покрова, соскребают по пути движения всю существующую почву и даже часть коренных горных пород. Перемещая с собой различный обломочный материал, они, кроме того, действуют подобно гигантским листам наждачной бумаги, протягиваемым по местности, сглаживая рельеф в одних местах и образуя его новые формы в других. При этом более мягкие горные породы сдираются и уносятся, а более твердые остаются на месте. Царапины и штрихи, оставшиеся после такой обработки, видны на обнаженных поверхностях твердых горных пород и в наши дни. Иногда они протягиваются на сотни километров, указывая направление перемещения льда и территории с наибольшей толщиной ледяного покрова, с которых началось оледенение.

При наступлении межледникового, когда льды отступают (начинают таять), они оставляют после себя весь передвигаемый материал и образуются ледниковые отложения. *Ледниковые отложения* – это большая группа отложений, возникающая в результате деятельности ледников и талых ледниковых вод. Включают различные типы морен,

флювиогляциальные (водно-ледниковые), озерно-ледниковые отложения и др. По характеру обломочного материала выделяют валунную глину (тиль), варвит, галечники, пески, супеси, суглинки и др.

*Морена* – это отложения, накопленные непосредственно ледниками при их движении и выпахивании ложа. Главные признаки морен – неоднородность состава, неотсортированность обломочного материала и отсутствие слоистости. Обломочный материал может быть представлен тонкими глинами, суглинками, супесями, песком, гравием, галькой и валунами, достигающими размеров до 2–3 м. Иногда в составе морен встречаются крупные отторженцы – глыбы коренных пород, оторванные от первоначальных месторождений. В зависимости от места, которое занимает переносимый материал по отношению к леднику, различают несколько типов морен: поверхностную, внутреннюю, донную, боковую, конечную и основную.

*Поверхностная морена* – грубообломочный материал, падающий на поверхность льда со склонов и переносимый ледником. *Внутренняя морена* – обломки горных пород, находящиеся в толще льда; проникают в толщу льда по трещинам или в результате протаивания льда под обломочным материалом, который нагревается солнечными лучами. *Донная морена* состоит из материала, захватываемого ледником в его ложе, а также поступающего под толщу льда с боков ледника и его поверхности. *Боковая морена* – обломочный материал, захватываемый со склонов долины краем ледника. При отступлении (таянии) ледника образуются *основные морены* за счет обломочного материала, переносимого ледником и составляющего при его движении поверхностную, внутреннюю, боковую и донную морены.

*Конечные морены* – обломочный материал, перемещаемый впереди ледника. После отступления ледника конечные морены представляют собой большие длинные валы, гряды или холмы, которые чередуются с ложбинообразными понижениями, занятыми речками, озерами и образовавшимися впоследствии болотами. Конечные морены указывают на места остановки ледника. Наличие на территории нескольких гряд конечных морен свидетельствует о неоднократных остановках ледника. Такие признаки характерны для территории Беларуси.

Отложения ледниковых водных потоков называют *водно-ледниковыми* или *флювиогляциальными* (от лат. *fluvius* – река). В результате таяния льда образуются надледниковые и подледниковые водные потоки, которые перерабатывают, перемещают и сортируют как

основную, так и конечную морены. Весь размытый материал выносятся за пределы ледника, и там где скорость водных потоков уменьшается незначительно, откладывается грубо- и крупнообломочный материал, далее – мелкий песчаный, затем глинистый. Образуются осадки, аналогичные современным речным отложениям. Так перед ледником возникают обширные *зандровые поля*, сложенные песчано-глинистыми и песчаными отложениями.

Разновидностью флювиогляциальных отложений являются *озеёрно-ледниковые отложения*. Это мелкозернистые осадки, накопившиеся на дне приледниковых озёр. Часто они имеют ленточное строение и состоят из чередующихся слоев песка и глины. Такое строение явилось следствием одновременного выпадения песка и глины из приносимой в озера ледниковой мути. Песок из поступивших в озеро талых вод выпадал быстро, а глинистые частицы длительное время находились во взвешенном состоянии и осаждались лишь зимой, после образования на озере ледяного покрова, когда песчаный материал уже не поступал. Таким образом на протяжении года возникало два слоя (песка и глины), образующих ленту. Такие ленточные глины называются *варвитом*. Прослой варвита обнаружены на территории Канады в древних горных породах, имеющих возраст 2,3 млрд. лет. Ледниковые осадки приблизительно такого же возраста обнаружены и в других местах, что указывает на глобальный характер оледенения в начале протерозоя.

Предполагается, что при последнем оледенении образовались отложения *лёсса*, покрывающие иногда огромные территории суши мощным слоем до десятков метров и более. По-видимому, этот уплотнённый временем тонкозернистый осадок образовался в период наибольшего похолодания. Во время оледенений внутренние части континентов, расположенные в средних и даже низких широтах, т. е. за пределами ледяного покрова, были холоднее и более безводны, чем сейчас, а во многих случаях гораздо беднее растительностью. Это способствовало развитию ветровой эрозии, при которой перемещались и отлагались в определенных местах пылеватые частицы, образуя лёссовые отложения.

Следует отметить, что последнее наступление ледников достигло своего максимума всего лишь около 20–18 тыс. лет назад. В то время льды покрывали Скандинавию, Северную Европу, отдельные части Северной России, большую часть Великобритании и простирались



южнее Великих озер в Северной Америке. Почти треть всей современной суши была под покровом льда. Такие же условия могут наступить в не слишком отдаленном будущем, так как, если судить по прошлому, наш современный теплый период скоро может закончиться. Тем не менее, поскольку мы точно не знаем, что именно вызывает оледенение, эта возможность все еще остается в значительной степени умозрительной.

## Глава 11. ОСНОВЫ СТАТИСТИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

### 11.1. Статистические и вариационные ряды

Гидрометеорологические наблюдения проводятся с целью получения величин различных процессов, имеющих отношение как к метеорологическому, так и к гидрологическому режиму (осадки, снежный покров, испарение, уровень и расход воды в водных объектах и др.).

Гидрометеорологические величины весьма изменчивы, поскольку обуславливаются многими факторами. Так, высота снежного покрова зависит от количества выпавших атмосферных осадков (снега), характера растительности (поле, лес), рельефа, ветра и др. Уровень и расход воды в реке также определяются рядом факторов.

Несмотря на изменчивость гидрометеорологических величин, которая проявляется как в пространстве, так и во времени, для решения практических задач необходимо знать значение той или иной величины (среднее, иногда максимальное или минимальное и т. д.). Например, при строительстве плотины на реке необходимо иметь данные о максимальных уровнях и расходах воды и, наоборот, для водоснабжения – их минимальные значения. Необходимые данные можно получить, используя методы математической статистики.

*Математическая статистика* – наука о математических методах систематизации и последующего использования полученных статистических данных для научных и практических выводов.

Для статистической обработки необходимо иметь ряд наблюдений, включающий определенное их количество. Чем больше количество

наблюдений, тем точнее будет охарактеризована та или иная гидрометеорологическая величина. Однако с увеличением количества наблюдений увеличиваются затраты на их проведение.

В некоторых случаях количество наблюдений ограничено по техническим причинам (например, сведения об уровне воды в реке могут быть получены только за период после организации водомерного поста). Тем не менее, оказывается, что по ограниченному количеству наблюдений, применяя методы математической статистики, можно получить вполне приемлемые выводы для решения практических задач.

Как известно, величины бывают постоянные и переменные. Например, отношение длины окружности к диаметру есть величина постоянная ( $\pi \approx 3,1416$ ). Поэтому отпадает необходимость в определении этого отношения всякий раз, когда в этом возникает потребность.

Однако встречающиеся на практике гидрометеорологические величины принимают неодинаковые численные значения у различных членов совокупности. Поэтому возникает необходимость в изучении их изменчивости. Это изучение начинается с проведения соответствующих наблюдений, обследований.

Допустим, имеется определенное количество наблюдений за какой-либо переменной гидрометеорологической величиной. В целом данный ряд наблюдений называется *совокупностью*, а каждое из наблюдений является членом совокупности. Обозначим данную гидрометеорологическую величину через  $x$  (другую при необходимости можно обозначить через  $y$ , третью – через  $z$  и т. д.). Количество наблюдений обозначим через  $n$ . Например, имеем хронологический ряд наблюдений за уровнем воды в реке в течение года, т. е.  $n = 365$ . Этот ряд называется *статистическим рядом*  $x_i$ , т. е. объединяющим значения переменной величины от  $x_1$  до  $x_i$ . В примере с уровнем воды в реке это выглядит следующим образом:  $x_1$  (уровень воды за 1 января),  $x_2$  (то же за 2 января), ...,  $x_{364}$  (то же за 30 декабря) и  $x_{365}$  (за 31 декабря).

В статистическом ряду интересующая нас величина меняется от одного члена совокупности к другому, или варьирует, т. е. *варьирование* есть изменчивость величины у отдельных членов совокупности. Если бы не было этого варьирования и величина имела одно и то же значение у всех членов совокупности (например, если бы уровень воды в реке за каждый день был один и тот же), то не было бы нужды в проведении наблюдений и в последующем изучении полученных данных.

Значения величины у отдельных членов совокупности называются *вариантами*. В примере с уровнем воды имеем 365 вариантов.

Статистический ряд, он же ряд варьирующих величин, можно упорядочить, т. е. расположить варианты в порядке убывания их значений (или возрастания). Такое упорядочение ряда, т. е. расположение вариантов в порядке убывания или возрастания их значений, называется *ранжированием* ряда.

После ранжирования нетрудно заметить, что варианты с одинаковым значением встречаются одни редко, другие часто. Числа, которые характеризуют, сколько раз повторяется каждое значение величины у членов данной совокупности, называются *частотами* и обозначаются *m*. Сумма всех частот равна объему выборки, т. е. числу членов совокупности ( $\Sigma m = n$ ). В результате такой обработки наблюдений получаем так называемый вариационный ряд. Следовательно, *вариационным рядом* называется такой ряд данных, в котором указаны возможные значения варьирующей величины в порядке убывания или возрастания и соответствующие им частоты.

Гидрометеорологические исследования начинаются обычно со сбора обширного цифрового материала, понимание которого облегчается систематизацией и представлением исходных данных в виде таблиц и графиков.

Допустим, что в результате измерения высоты снежного покрова в 100 точках получены данные, составляющие статистический ряд с  $n = 100$ :

90	109	99	100	115	68	70	72	73	70
76	82	80	68	69	74	72	69	80	79
79	84	84	108	83	84	99	98	102	101
45	59	60	63	78	87	94	91	88	90
72	68	80	81	84	77	79	81	84	76
70	67	100	103	69	72	74	66	67	72
79	78	83	92	93	81	82	86	89	93
77	76	88	89	94	82	80	81	77	80
92	91	76	79	73	84	79	84	79	84
89	85	93	90	79	83	91	87	89	94

В таком виде ряд мало приспособлен, чтобы характеризовать высоту снежного покрова. Поэтому необходимо сгруппировать значения  $x_1, x_2, \dots, x_n$  в  $k$  групп с интервалом каждой группы  $i$ . Ориентировочно число групп равно корню квадратному из объема совокупности, которое, однако, должно быть не меньше 5 и не больше 20.

Величину интервала групп определяют по соотношению

$$i = \frac{x_{\max} - x_{\min}}{R} = \frac{R}{k}, \quad (52)$$

где  $x_{\max}$  – максимальное значение переменной величины в статистическом ряду;  $x_{\min}$  – минимальное значение;  $R$  – размах варьирования;  $k$  – число групп.

Для примера со снежным покровом целесообразно взять семь групп. В этом случае величина интервала будет равна целому числу:  $i = R / k = (115 - 45) / 7 = 10$  см. При выборке границ групп следует обращать внимание на то, чтобы верхняя граница группы была меньше на цену деления, чем нижняя граница прилегающей соседней группы, т. е. на единицу измерения (в нашем случае на 1 см).

Группировка осуществляется в такой последовательности: 1) определяется размах варьирования результатов измерения, т. е. разность между наибольшим и наименьшим значением ряда измерений ( $R = x_{\max} - x_{\min}$ ); 2) устанавливается число групп  $k$  и размер интервала группировки  $i = R / k$ ; 3) подготавливается макет таблицы сгруппированного распределения частот результатов измерений. В первой колонке таблицы записываются группы (интервал группировки), а во второй – число результатов измерений, входящих в данный интервал, т. е. частота  $m$  (табл. 6).

Таблица 6

**Сгруппированное распределение частот по данным измерения высоты снежного покрова в 100 точках**

Группы (интервал группировки $i$ )	Частота ( $m$ )	Средние значения групп (групповые варианты)
45–54	1	50
55–64	3	60
65–74	21	70
75–84	40	80
85–94	23	90
95–104	9	100
105–115	3	110
	$\Sigma m = n = 100$	

Указанный в таблице ряд пар чисел составляет эмпирическое распределение частот, т. е. распределение частот  $m$  по значениям  $x_i$ . Сумма частот равна объему совокупности ( $\Sigma m = n = 100$ ).

В результате такой обработки материалов наблюдений статистический ряд преобразуется в вариационный.

## 11.2. Кривые распределения, их характерные точки и статистические параметры

Визуальное (от лат. *visualis* – зрительный, видимый) представление о распределении частот становится еще более наглядным при графическом изображении данных. Этот способ очень удобен, так как позволяет сразу охватить важнейшие черты и закономерности распределения наблюдений. Графическое изображение вариационного ряда называется *кривой распределения* или *вариационной кривой*.

Для построения кривой распределения на горизонтальной линии (оси абсцисс) наносят значения интервала группировки, а по вертикали (оси ординат) – численности этих значений, или частоту  $m$ . Масштаб в обоих направлениях следует выбирать такой, чтобы весь график имел удобную и легко обозримую форму. Для выбора соотношения между масштабами на оси абсцисс и оси ординат при построении графика целесообразно руководствоваться правилом «золотого сечения», согласно которому высота графика должна относиться к его ширине примерно как 5 : 8, т. е. ширина графика должна быть больше его высоты примерно в 1,6 раза.

Ступенчатый график в виде столбиков, имеющих высоту, пропорциональную частотам, а ширину, равную интервалам классов, называется *гистограммой*, из которой легко получить полигон – кривую распределения, соединив линией средние значения группы (рис. 48).

Обычно в любом ряду переменных величин в выделенных интервалах наиболее часто будут повторяться величины, группирующиеся около среднего значения всего ряда. Чем ближе к концам ряда, тем меньше число случаев появления рассматриваемой величины в пределах интервалов, на которые разбит вариационный ряд при построении кривой распределения. Поэтому кривая распределения в общем случае имеет следующий вид: начинаясь от малых значений повторяемости или нуля, она плавно поднимается до максимума, затем снова опускается до весьма малых значений или нуля.

На кривой распределения выделяются три характерные точки: 1) центр распределения; 2) медиана; 3) мода.

*Центр распределения* соответствует среднему арифметическому ряда. Для ряда величин  $x_i$  среднее арифметическое определяется по формуле

$$\bar{x} = \frac{1}{n} (x_1 + x_2 + \dots + x_i) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i. \quad (53)$$

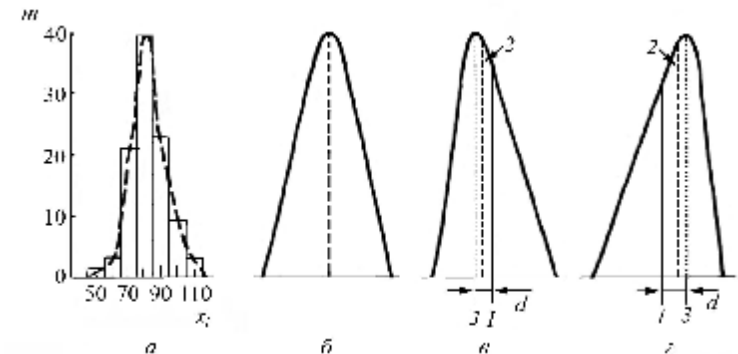


Рис. 48. Распределение переменных величин:  
а – гистограмма; б – симметричная кривая распределения; в – кривая распределения с положительной асимметрией; г – кривая распределения с отрицательной асимметрией; 1 – среднее арифметическое; 2 – медиана; 3 – мода; d – радиус асимметрии

Ордината, проходящая через центр распределения, называется *центральной*.

*Медиана* ( $M_e$ ) – значение переменной величины, которое соответствует середине вариационного ряда. Иными словами, медианой является вариант, который делит совокупность на две равные по объему части; до медианы и после нее имеется одинаковое число членов совокупности. Ордината, проходящая через медиану, делит всю площадь кривой распределения пополам.

*Мода* ( $M_o$ ) – значение наиболее часто встречающегося варианта в вариационном ряду. Обычно мода расположена в группе, имеющей максимальную частоту. Ордината, проходящая через моду, называется *модальной*.

Кривые распределения бывают симметричные и асимметричные. Кривая называется *симметричной*, если центр распределения, медиана и мода совпадают, т. е. все эти три точки имеют общую ординату, которая называется *осью симметрии*.

*Асимметричные распределения* – это распределения, у которых частоты вариантов, находящихся по одну сторону от наибольшей частоты, больше (или меньше) частот, равноудаленных относительно наибольшей частоты. Степень асимметрии кривой распределения характеризуется расстоянием по оси абсцисс между центральной и модальной

ординатами. Это расстояние называется *радиусом асимметрии*  $d$ . Соответственно асимметричным распределениям кривые распределения бывают с положительной (правосторонней) и отрицательной (левосторонней) асимметрий.

*Положительная (правосторонняя)* асимметрия характеризуется тем, что середина ряда сдвинута вправо от вершины распределения, т. е. частоты сначала быстро возрастают, а достигнув наибольшего значения, в дальнейшем убывают значительно медленнее. При положительной асимметрии центральная ордината расположена правее модальной ординаты.

При *отрицательной (левосторонней)* асимметрии частоты сначала медленно возрастают, а затем, достигнув наибольшего значения, очень быстро убывают. Поэтому середина ряда сдвинута влево от варианта с наибольшей частотой, т. е. центральная ордината находится левее модальной ординаты.

Кривые распределения могут отличаться друг от друга центрами распределения, мерой рассеивания переменных величин и асимметрией. Эти отличительные особенности кривых распределения устанавливаются посредством определения основных параметров, к которым относятся среднее арифметическое ряда, коэффициент вариации и коэффициент асимметрии. Среднее арифметическое является показателем центра распределения. Коэффициент вариации характеризует меру рассеивания переменных величин. Коэффициент асимметрии является показателем симметричности кривой распределения.

Среднее арифметическое значение переменной величины, определяемое по формуле (53), не дает представления об изменчивости переменных величин. Простейшим измерителем изменчивости (или вариации) является размах вариации  $R$ , т. е. разность между наибольшим и наименьшим вариантами в вариационном ряду. В примере по высоте снежного покрова  $R = 115 - 45 = 70$  см. Размах вариаций вычисляется только по крайним значениям переменной величины. Остальные во внимание не принимаются. Если к этому добавить, что на крайние варианты могут влиять причины случайного характера (камень, пень и т. д.), то можно заключить, что размах вариации является весьма приближенной характеристикой рассеивания, или варьирования, переменной величины.

Часто возникает необходимость сравнения рассеивания различных рядов. Однако сравниваемые ряды могут отличаться средними арифметическими или же последние могут иметь разную размерность

(например, при сопоставлении статистических рядов по высоте снежного покрова в сантиметрах и количества атмосферных осадков в миллиметрах). Поэтому сопоставление рассеивания осуществляется с помощью коэффициентов вариации.

*Коэффициент вариации* ( $C_v$ ), являясь мерой изменчивости той или иной переменной величины, вычисляется для коротких рядов ( $n \leq 30$ ) по формуле

$$C_v = \frac{\sum_{i=1}^n k_i}{n}, \quad (54)$$

где  $k_i = x_i / \bar{x}$  – модульный коэффициент переменной величины.

Аналогично для рядов с  $n > 30$  имеем

$$C_v = \frac{\sum_{i=1}^n k_i}{n}. \quad (55)$$

Коэффициент вариации, или коэффициент изменчивости, является безразмерной характеристикой ряда и может выражаться в процентах умножением его на 100. При этом изменчивость считается незначительной, если коэффициент вариации не превышает 10%; средней, если он выше 10%, но менее 20%; значительной, если коэффициент вариации более 20%.

Важной характеристикой вариационного ряда является его симметричность. Предварительное суждение о симметричности ряда можно получить по его графику (кривой распределения или гистограмме). Для характеристики симметричности ряда вычисляется *коэффициент асимметрии*  $C_s$ :

$$C_s = \frac{\sum_{i=1}^n k_i^3}{n}. \quad (56)$$

Для вычисления коэффициента асимметрии обычно требуется длинный ряд наблюдений ( $n > 100$ ). При отсутствии такого ряда, что довольно часто имеет место при гидрометеорологических исследованиях, при установлении коэффициента асимметрии пользуются кривыми вероятности превышения, имеющими жесткое соотношение между коэффициентом асимметрии  $C_s$  и коэффициентом вариации  $C_v$ . Так, согласно требованиям СН 435–72, это соотношение может определяться

по рекам-аналогам или приниматься в зависимости от географической широты. Например, для большинства равнинных рек, в том числе и на территории Беларуси, коэффициент асимметрии равен двойному значению коэффициента вариации ( $C_s = 2C_v$ ).

11.3. Эмпирические и теоретические кривые обеспеченности

По кривым распределения можно определить частоту, или вероятность, появления переменной величины в заданном интервале. В практике гидрологических исследований задачи чаще ставятся иначе. Необходимо определить частоту, или вероятность, появления исследуемой переменной, большей или равной заданному значению. Такие задачи решаются на основе кривых обеспеченности. Кривые обеспеченности бывают эмпирическими и теоретическими.

Эмпирическая (от греч. *empeiria* – опыт) кривая – это кривая, для построения которой используются данные фактических наблюдений. Эмпирические кривые обеспеченности строятся по эмпирическим кривым распределения и представляют собой суммарные значения частоты появления переменной начиная от максимального до наименьшего значения переменной в ряду наблюдений.

Эмпирические кривые обеспеченности могут быть построены двумя способами. Для случаев с длинными рядами ( $n > 100$ ) построение эмпирической кривой обеспеченности производится следующим образом. Из ряда переменной величины выбираются ее максимальное и минимальное значения и вычисляется размах (амплитуда) изменения переменной  $R = x_{\max} - x_{\min}$ . Полученную амплитуду разбивают на интервалы, или группы. Число интервалов назначается в зависимости от объема материала и от амплитуды. Обычно назначается порядка 15–20 интервалов. Границы интервалов записываются, начиная от максимального значения переменной.

Далее подсчитывается число случаев попадания переменной в каждый интервал. Очевидно, что сумма числа случаев по всем интервалам равна общей сумме вариантов. Составленная таким образом таблица дает распределение абсолютных частот и называется таблицей эмпирического распределения. Выражая абсолютные частоты в процентах от общей суммы вариантов, получаем распределение относительных частот.

Последовательно суммируя абсолютные и относительные частоты по интервалам, начиная от максимального интервала, получаем абсолютные и относительные накопленные частоты, или обеспеченности.

Эмпирические распределения и обеспеченности можно представить в виде графиков. При их построении на оси ординат обычно откладываются интервалы переменной, а по оси абсцисс – частота или ее выражение в процентах.

График распределения частот строится в виде прямоугольников и называется, как было отмечено, гистограммой. Табличное и графическое изображение частот называется эмпирическим распределением.

График нарастания частот строится в виде плавной линии. Значения накопленных частот в гидрологии обычно относятся к нижним границам интервалов. Такая кривая показывает повторяемость переменной выше или ниже заданного значения и в относительном выражении – обеспеченность переменных, больших или равных заданному значению.

Табличное и графическое изображение нарастания частот называется эмпирической кривой обеспеченности.

Порядок обработки длинных рядов наблюдений ( $n > 100$ ) и построения эмпирической кривой обеспеченности рассмотрим на следующем примере. Исходные данные – измеренные характеристики снежного покрова в 1024 точках (табл. 7).

Таблица 7  
Характеристики снежного покрова в точках измерений

№ точек п/п	Высота снега, см	Плотность снега, г/см <sup>3</sup>	Запас воды, мм			Удобье, элемент рельефа, характеристика леса
			в снеге	в ледяной корке	суммарный	
0	11	0,34	37	8	45	Равнина, зябь
1	1	0,38	4	–	4	То же
2	3	0,38	11	–	11	»
3	11	0,38	42	–	42	»
...	...	...	...	...	...	...
506	147	0,30	441	–	441	Склон, лес, С-экспозиция
507	36	0,30	108	–	108	То же
508	100	0,30	300	–	300	»
...	...	...	...	...	...	...
1022	28	0,45	126	–	126	Склон, озимые, С-В-экспозиция
1023	22	0,43	95	–	95	То же

Из табл. 7 выбраны максимальное и минимальное значения суммарных запасов воды в снеге. Они равны соответственно 441 и 4 мм. Амплитуда изменения запасов воды разбита на интервалы по 20 мм. Далее подсчитано число точек измерения в пределах каждого интервала и нарастающая сумма числа точек по мере уменьшения запасов воды в снеге по интервалам.

В табл. 8 приведен расчет распределения и нарастания числа точек с максимальными снегозапасами в пределах интервалов. При пересчете в проценты за 100% принималось общее число точек измерений, т. е. 1024. На рис. 49 приведены график распределения и кривая обеспеченности запасов воды в снеге, построенные по данным табл. 8. При построении кривой обеспеченности значения обеспеченностей относились к нижним границам интервалов. По кривой обеспеченности можно определить значения снегозапасов заданных обеспеченностей. Например, запас воды в снеге 102 мм имеет обеспеченность 20%, 44 мм – 80%.

Таблица 8

**Распределение по площади водосбора суммарных запасов воды в снежном покрове (включая ледяную корку)**

Запас воды по интервалам, мм	Распределение числа точек по интервалам		Наращение числа точек по интервалам	
	число	%	число	%
460–441 наиб.	1	0,1	1	0,1
440–421	1	0,1	2	0,2
...	...	...	...	...
200–181	0	0	8	0,8
180–161	3	0,3	11	1,1
160–141	13	1,2	24	2,3
140–121	54	5,3	78	7,6
120–101	140	13,7	218	21,3
100–81	141	13,8	359	35,1
80–61	239	23,3	598	58,4
60–41	182	17,8	780	76,2
40–21	145	14,1	925	90,3
20–4 наим.	99	9,7	1024	100
Сумма	1024	100	–	–

Однако изложенный прием построения эмпирической кривой обеспеченности дает удовлетворительные результаты только при большом

числе членов ряда. Часто в гидрологических исследованиях эмпирические кривые обеспеченности строятся и для коротких рядов. В этих случаях для расчета эмпирической кривой обеспеченности применяется следующий прием.

Переменные исходного ряда располагаются в убывающем порядке. Для каждого значения переменной ранжированного таким образом ряда вычисляется эмпирическая обеспеченность (в процентах) по формуле

$$P_m = \frac{m}{n} 100\%, \quad (57)$$

где  $m$  – порядковый номер рассматриваемого члена в ранжированном ряду;  $n$  – общее число членов ряда.

Формула (57) используется в случаях, когда представлены все возможные значения переменной, что не всегда бывает. Поэтому в практических расчетах для определения обеспеченности используются иные формулы. Так, согласно СНиП 2.01.14–83, эмпирическая вероятность превышения  $P_m$  гидрологических характеристик (величин) определяется по формуле

$$P_m = \boxed{\phantom{000}} 100\%. \quad (58)$$

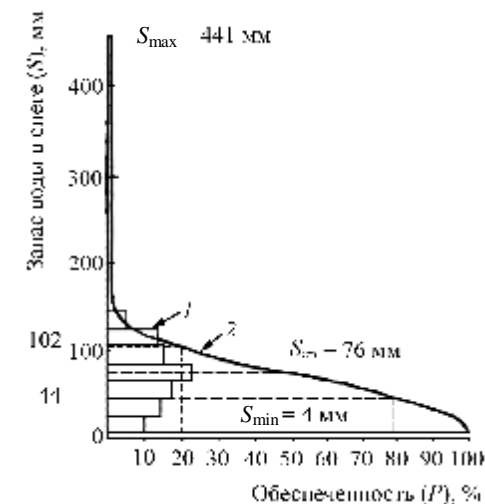


Рис. 49. График распределения (1) и кривая обеспеченности (2) максимальных запасов воды в снеге

По значениям переменной  $x_i$  и соответствующим им обеспеченностям строят эмпирическую кривую обеспеченности, откладывая в выбранном масштабе по вертикальной оси значения  $x_i$ , по горизонтальной –  $P_m$ .

Вид кривой обеспеченности для каждого гидрологического объекта (переменной гидрометеорологической величины) индивидуален и обычно не зависит от длительности наблюдений. Поэтому кривую обеспеченности условно можно считать устойчивой характеристикой изменчивости гидрологических величин. Эта особенность кривой обеспеченности позволяет утверждать, что вероятность колебания рассматриваемой гидрологической величины останется в будущем такой же, как она получилась по материалам за прошлые годы. Из этого следует, что кривая обеспеченности позволяет прогнозировать, т. е. дает возможность учитывать при проектировании сооружений желательную изменчивость гидрологической величины.

По кривой вероятности превышения для какой-либо гидрологической величины  $x$ , откладываемой по оси ординат, можно определить время (%), на протяжении которого любое рассматриваемое значение величины  $x$  было равно этому значению или превышало его.

Величина, которая показывает, за сколько лет в среднем будет превышено значение данной гидрологической характеристики, называется *повторяемостью* (П). При обеспеченности  $P_m \leq 50\%$  повторяемость определяется по формуле

$$П = \frac{100}{P_m}, \quad (59)$$

а при  $P_m > 50\%$  – по формуле

$$П = \frac{100}{100 - P_m}. \quad (60)$$

Допустим, что какая-либо величина  $x_1$  будет иметь вероятность превышения  $P_m = 1\%$ . Это значит, что только один раз в 100 лет будет наблюдаться значение  $x \geq x_1$ . Для величины  $x_{0,1}$ , что соответствует  $P_m = 0,1\%$ , только один раз в 1000 лет будет наблюдаться значение  $x \geq x_{0,1}$ . С другой стороны, величина  $x_{99}$  с вероятностью превышения  $P_m = 99\%$  будет гарантирована 99 лет из 100 (99 раз из 100  $x \geq x_{99}$ ) и только один год из 100 величина  $x$  может быть меньше  $x_{99}$  ( $x < x_{99}$ ).

Вероятность превышения принимают в зависимости от характера

сооружения и его значимости. Так, гидротехнические сооружения в соответствии со СНиП II–50–74 «Гидротехнические сооружения речные» делят на четыре класса (I–IV). Класс устанавливают в зависимости от народнохозяйственного значения сооружений с учетом последствий при их аварии или нарушении их эксплуатации. При расчете сооружений I-го класса в качестве расчетного максимального расхода принимается расход с обеспеченностью  $P_m = 0,01\%$ ; II-го –  $0,1\%$ ; III-го –  $0,5\%$  и IV-го –  $1\%$ . Для небольших гидросооружений (плотины малых прудов, противозерозионные сооружения и др.) значения максимальных расходов воды принимают в пределах 5–10%. Обеспеченность устанавливается строительными нормами и правилами (СНиП) и специальными инструкциями различных ведомств.

Эмпирические кривые обеспеченности, построенные в прямоугольных координатах, имеют сложные выпукло-вогнутые очертания. На концах эти кривые при незначительных приращениях обеспеченности имеют большие приращения аргумента. Это затрудняет выполнение графического сглаживания и особенно экстраполяцию кривых в зонах малых и больших обеспеченностей, не освещенных материалами наблюдений. *Экстраполяция* (от лат. *extra* – сверх, вне; *polio* – приглаживаю, изменяю) – распространение закономерностей изменения переменной за пределы ряда фактических наблюдений.

Эмпирические кривые обеспеченности широко используются в гидрологии для решения ряда практических задач, связанных с использованием фактических данных и не требующих определения значений переменных за пределами ряда наблюдений.

Для решения задач, связанных с экстраполяцией кривых обеспеченности, используются *теоретические кривые обеспеченности*. В практике гидрологических исследований применяется несколько типов теоретических кривых, которые могут быть использованы для сглаживания и экстраполяции эмпирических кривых обеспеченности. Согласно СНиП 2.01.14–83, рекомендуется для этих целей применять трехпараметрическое гамма-распределение при любом соотношении  $C_s / C_v$ .

Обычно для выбора кривых определяют три параметра: среднееарифметическое значение переменной  $\bar{x}$  (по формуле (53)), коэффициент вариации  $C_v$  (по формулам (54) и (55)) и коэффициент асимметрии  $C_s$  (по формуле (56)).

Оценка репрезентативности (достоверности) данных наблюдений для установления параметров кривых обеспеченности производится путем расчета относительных средних квадратичных ошибок параметров.

Средняя квадратическая ошибка среднего арифметического ( $\epsilon_{\bar{x}}$ , %) вычисляется по формуле

$$\epsilon_{\bar{x}} = \frac{C_v}{\sqrt{n}} 100\%. \quad (61)$$

Относительная средняя квадратическая ошибка коэффициента вариации ( $\epsilon_{C_v}$ , %) определяется по формуле

$$\epsilon_{C_v} = \sqrt{\frac{1 + C_v^2}{2n}} 100\%. \quad (62)$$

Длина вариационного (статистического) ряда считается достаточной для дальнейших расчетов, если  $\epsilon_{\bar{x}} = 5-10\%$ , а  $\epsilon_{C_v} = 10-15\%$ .

Следует учесть, что при  $\epsilon_{\bar{x}} = 5-10\%$  среднеарифметическое значение переменной величины ( $\bar{x}$ ) можно считать нормой ( $x_0$ ). Различие между ними состоит в том, что значение  $\bar{x}$  можно использовать только в пределах той совокупности, по данным которой оно получено, а  $x_0$  (норма) свидетельствует об устойчивом значении переменной величины и может использоваться при прогнозных расчетах (например, норма стока воды в реке – это среднее значение стока за многолетний период).

Теоретические кривые обеспеченности получены путем обработки эмпирических данных. В специальной литературе [5, 32] приводятся ординаты теоретических кривых (модульные коэффициенты  $K_p$ ) или отклонения ординат от среднего значения ( $\Phi_p$ ). Для построения теоретических кривых обеспеченности с помощью вычисленных по эмпирическим рядам параметров  $\bar{x}$ ,  $C_v$  и  $C_s$  выписываются соответствующие модульные коэффициенты  $K_p$  или отклонения ординат ( $\Phi_p$ ) от среднего значения.

Для случаев кратного соотношения  $C_s / C_v$  в вышеуказанных работах для основных соотношений  $C_s / C_v$  даются значения модульных коэффициентов  $K_p$  как функции  $C_v$ . При некрatном соотношении  $C_s / C_v$  в таблицах даются значения нормированных отклонений ординат теоретических кривых от среднего значения, т. е. ве-

личины  $\Phi_p$ , по которым вычисляются модульные коэффициенты  $K_p$  по формуле

$$K_p = \Phi_p C_v + 1. \quad (63)$$

По значениям модульных коэффициентов вычисляются абсолютные значения переменной ( $x_p$ ) по формуле

$$x_p = K_p \bar{x}, \quad (64)$$

где  $\bar{x}$  – среднее значение переменной, определяемое по формуле (53).

При построении теоретической кривой значения обеспеченности откладываются по оси абсцисс, а соответствующие им значения переменной в абсолютном выражении или модульные коэффициенты – по оси ординат.

Преимущество и необходимость построения теоретических кривых обеспеченности состоит в том, что они позволяют не только сглаживать, но и экстраполировать эмпирические данные.





## Раздел IV. ГИДРОГЕОЛОГИЯ

### Глава 12. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГИДРОГЕОЛОГИИ. ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ, ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ЗНАЧЕНИЕ

*Гидрогеология* – наука о подземных водах; изучает их происхождение, распространение, динамику, ресурсы и физико-химические свойства. Гидрогеология разрабатывает практические приемы поиска и добычи подземных вод для целей водоснабжения, орошения, курортно-санаторного дела и получения из вод полезных химических элементов. Выводы гидрогеологии также используются при разработке мероприятий с целью борьбы с вредным воздействием подземных вод на хозяйственную деятельность. Становление гидрогеологии как науки относится ко второй половине XIX в.

*Подземные воды* – воды, находящиеся в толще земной коры во всех физических состояниях (жидком, газообразном и твердом). В. И. Вернадский отмечал, что в природе нет ни одного твердого тела, которое не заключало бы в своем составе воды; область же нахождения вод на земном шаре имеет температурный интервал от  $-93$  до  $+1200^{\circ}\text{C}$ , а давление изменяется от нескольких сотых атмосферы до 30 000 атм, что обуславливает многообразие форм воды.

Все горные породы содержат воду, причем в осадочных породах процент воды значительно больше, чем в изверженных. По оценке ряда ученых, количество воды в осадочной толще земной коры составляет около 4% по массе, а в кристаллических породах уменьшается до 1–1,5%.

По В. Ф. Дерпгольцу, только до границы Мохоровичича запасы подземных вод составляют 1,05 млрд. км<sup>3</sup>.

Экспериментально установлено, что магма при давлении около 15 000 атм и температуре около  $1000^{\circ}\text{C}$  может растворить 30% воды (по массе). При снижении давления такая магма вскипает с отделением воды. При выходе из жерл вулканов магма в среднем содержит 6%, иногда 12% воды. По данным советского геолога и геохимика Н. И. Хитарова (1903–1985), при температуре  $1200^{\circ}\text{C}$  и давлении около 3000 атм сохраняются 55% молекул воды, а 45% диссоциируют на  $\text{OH}^-$  и  $\text{H}^+$ . При такой же температуре и увеличении давления сохраняется больше недиссоциированных молекул воды.

Таким образом, как предполагают ученые, какая-то часть водорода и кислорода, по крайней мере в верхах верхней мантии, представлена молекулами воды. Это значит, что можно обнаружить воду даже на средних глубинах (для континентов на глубинах около сотни километров от дневной поверхности и, может быть, несколько больше).

Значение подземных вод исключительно велико. Для целей водоснабжения, орошения полей и обводнения пастбищ человек использовал подземные воды еще в глубокой древности. Об этом свидетельствуют сохранившиеся до наших дней колодцы иногда весьма внушительной глубины (больше 100 м) и кяризы – горизонтальные подземные галереи, выводящие подземные воды самотеком на земную поверхность. В настоящее время использование подземных вод чрезвычайно возросло.

Подземные воды по их значению для человека можно условно подразделить на четыре группы.

*Первая группа* объединяет различные по химическому составу так называемые пресные подземные воды, которые содержат в растворенном виде различные вещества в количестве не более 1 г/л. Пресные подземные воды, располагаясь на небольшой глубине и принимая участие в общем круговороте воды, ежегодно и непрерывно возобновляются и используются для водоснабжения и орошения.

Во *вторую группу* входят термальные подземные воды, обладающие повышенной (теплые и горячие воды с температурой до  $40\text{--}60^{\circ}\text{C}$ ) и высокой температурой (от  $60$  до  $100^{\circ}\text{C}$ ), а также парагидротермы (перегретые подземные воды с температурой более  $100^{\circ}\text{C}$ ). Термальные подземные воды используются главным образом для теплоснабжения парниковых хозяйств, обогрева зданий, в бальнеологических целях, а также для выработки электроэнергии.

В *третью группу* входят так называемые промышленные подземные воды, содержащие в растворе повышенное количество некоторых полезных химических элементов или их соединений, извлечение которых для различных нужд является полезным и экономически рентабельным. Например, некоторые разновидности промышленных подземных вод содержат повышенное количество йода, брома, цезия, рубидия, стронция, лития, бора и других элементов. В зависимости от наличия высоких концентраций тех или иных элементов промышленные подземные воды называются йодистыми, бромными, редкометалльными и др. Общее содержание растворенных в промышленных водах солей и других

соединений очень велико и колеблется от 10–15 до 50 г/л и реже до 300–450 г/л. В последнем случае подземные воды принято называть промышленными рассолами.

*Четвертая группа* подземных вод объединяет такие их разновидности по химическому и газовому составу, которые обладают бальнеологическими (лечебными) свойствами. В зависимости от состава насыщенных газов лечебные воды называются углекислыми (типа Нарзан, Боржоми), сероводородными (типа Мацеста) или метановыми. Лечебные подземные воды используются главным образом на стационарных курортах и для внекурортного лечения.

Подземные воды используются различными отраслями народного хозяйства как в городах, так и в сельской местности. В Беларуси функционирует свыше 15 тыс. буровых скважин по отбору подземных вод.

Подземные воды принимают участие в таком важном процессе, как почвообразование, улучшают в определенных условиях плодородие почв, обеспечивают рост и развитие растений.

## Глава 13. ВИДЫ ПОДЗЕМНОЙ ВОДЫ В ПРИРОДЕ. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОЧВОГРУНТОВ

### 13.1. Виды подземной воды

Подземная вода в природе встречается в трех состояниях, или фазах: газообразной, жидкой и твердой. В газообразном состоянии различают парообразную и гигроскопическую влагу; в жидком – пленочную, капиллярную, гравитационную (капельно-жидкую); в твердом – в виде мерзлоты и льда.

Кроме того, встречается влага, химически связанная с веществом минерала, образующая с ним одно целое. Эту влагу нельзя извлечь, не нарушив строение минерала. Различают два вида такой влаги: *конституционную*, входящую в кристаллическую решетку минералов в виде ионов (например, каолинит –  $\text{Al}_2(\text{OH})_4[\text{Si}_2\text{O}_9]$  и *кристаллизационную*, входящую в кристаллическую решетку минерала в виде молекул  $\text{H}_2\text{O}$  (например, гипс –  $\text{Ca}[\text{SO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ; мирабилит, или глауберова соль, –  $\text{Na}_2[\text{SO}_4] \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ). Конституционная влага выделяется из минералов при температуре выше  $300^\circ\text{C}$ , а кристаллизационная – при температуре  $100\text{--}300^\circ\text{C}$ .

В природе преобладает подземная вода, не связанная химически с веществом минералов. Виды подземных вод, находящиеся в почвах и грунтах и оказывающие влияние на жизнедеятельность растений и процессы почвообразования, целесообразно рассмотреть в почвоведении. Из подземных вод с точки зрения геологической и хозяйственного использования наибольшее значение имеет гравитационная влага.

*Гравитационная влага* – это свободная влага, которая заполняет все поры и трещины в породах и движется в капельно-жидком состоянии под влиянием силы тяжести, т. е. стекает вниз.

Гравитационная влага легко усваивается растениями, а при скоплении служит источником водоснабжения, однако может вызывать заболачивание территорий, создавать трудности при возведении различных сооружений.

Вода, проникающая в почвогрунт после выпадения дождя, называется *гравитационной просачивающейся*. Просачивающаяся в толщу пород вода под действием силы тяжести проникает в глубь до тех пор, пока не достигнет водонепроницаемых пород. Водонепроницаемая порода, на которой задерживаются подземные воды, называется *водоупорным пластом*, или *водоупором*. На водоупоре вода накапливается и заполняет пустоты вышележащей породы. Насыщенная гравитационной водой порода называется *водоносным горизонтом (пластом)* (рис. 50).

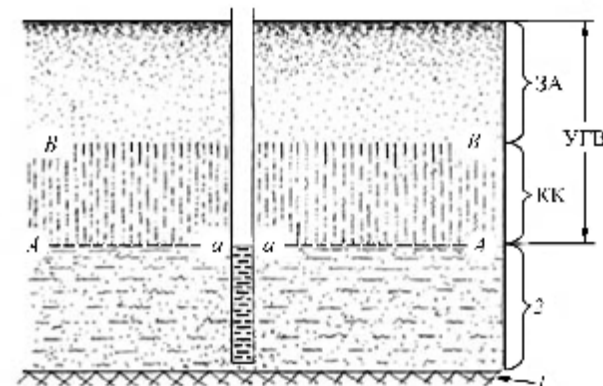


Рис. 50. Уровень грунтовых вод и капиллярная кайма (по А. А. Роде):  
аа – уровень воды в скважине; АА – зеркало грунтовых вод; ВВ – верхняя граница капиллярной каймы; УГВ – уровень грунтовых вод; ЗА – зона аэрации;  
КК – капиллярная кайма; 1 – водоупорный горизонт; 2 – водоносный горизонт

Вода, накапливающаяся над водоупором, называется *грунтовой гравитационной*. Характерной ее особенностью является способность вытекать из грунта в скважину (яму). Расстояние от дневной поверхности до установившегося уровня воды в скважине называется *глубиной залегания грунтовых вод* или *уровнем грунтовых вод* (УГВ), а установившийся уровень свободной воды – *зеркалом воды*.

Поверхность зеркала воды в скважине, продолженная в толщу грунта, называется ненапорным зеркалом грунтовых вод или свободной поверхностью грунтовой воды – ее *гидростатическим уровнем*. От данного уровня происходит подъем воды по капиллярным порам между частицами почвогрунта за счет капиллярных сил, создавая таким образом *капиллярную кайму* (КК). Расстояние от верхней границы капиллярной каймы до дневной поверхности составляет *зону аэрации* (ЗА), т. е. зону, в которой более или менее свободно происходит обмен почвенного воздуха с атмосферным.

Свободная поверхность грунтовых вод обычно бывает наклонной и неровной, вследствие чего происходит их движение, в процессе которого совершается большая механическая и химическая работа. Обычно движение гравитационной воды является нисходящим. Однако в замкнутых водоносных горизонтах под действием гидростатического давления оно может быть и восходящим. При вскрытии такого водоносного горизонта уровень воды в скважине поднимается на некоторую высоту, занимая так называемый *пьезометрический уровень*, а образующаяся при этом поверхность – *напорная поверхность*.

### 13.2. Гидрогеологические свойства почвогрунтов

К гидрогеологическим свойствам почвогрунтов, определяющим их отношение к воде, относятся: пористость, влагоемкость и водопроницаемость. В гидрогеологии указанные свойства определяют условия формирования режима подземных вод.

**Пористость.** В горной породе минеральные частицы прилегают одна к другой не всеми своими плоскостями, а лишь отдельными точками. Поэтому как бы плотно не была сложена порода, она имеет поры и пустоты. Совокупность всех пор и пустот называется *пористостью*

(*порозностью, скважностью*). Выражается пористость процентным отношением всех пор и пустот к общему объему породы в ненарушенном состоянии:

$$\Pi = \frac{V_{\text{пор}}}{V_{\text{общ}}} 100\%. \quad (65)$$

От пористости зависит рыхлость почвогрунтов, их водно-воздушный режим, влагоемкость и водопроницаемость, а также высота капиллярного поднятия воды, воздухосодержание и в целом аэрация. Пористость зависит от гранулометрического и агрегатного состава почв и грунтов, от их плотности и формы частиц, сложения, гумусности, набухания и усадки, а также от рыхлящей деятельности растений и животных.

При характеристике пористости учитывается не только суммарный объем пор (общая пористость), но и качество, т. е. их размер. В одних случаях в породах преобладают мелкие поры, представляющие собой *капиллярную пористость*, в других – крупные, обуславливающие *некапиллярную пористость*. Каждой породе присущи оба вида пористости, но в одних преобладает капиллярная (например, в суглинках, глинах), а в других – некапиллярная (в песках) пористость.

Величина общей пористости зависит от степени дисперсности (раздробленности) породы: чем тяжелее ее гранулометрический состав, тем выше пористость. Пористость органогенных пород и горизонтов (лесная подстилка, торф) достигает 80–90%, песков – 30–40% и суглинка – 50–60%.

**Влагоемкость** – способность почв и пород вмещать (поглощать и удерживать) определенное количество воды (влаги). Различают следующие виды влагоемкости: полную, капиллярную, наименьшую и максимальную молекулярную. Подробно виды влагоемкости рассматриваются в почвоведении.

*Полная влагоемкость* (ПВ) – это суммарное содержание воды всех видов в горной породе. *Капиллярная влагоемкость* (КВ) представляет собой наибольшее количество влаги, удерживаемое почвой в капиллярных промежутках в пределах капиллярной каймы. При этом наибольшее значение капиллярная влагоемкость будет иметь возле зеркала грунтовых вод. По мере продвижения вверх только более мелкие капилляры будут заполнены водой, и в верхней части каймы капиллярная влагоемкость уменьшается до минимальных значений.

Максимальная молекулярная влагоемкость (ММВ) соответствует максимальному количеству связанной пленочной влаги, удерживаемой силами притяжения на поверхности твердых частиц почвогрунта.

Величина влагоемкости зависит от гранулометрического состава и количества органических веществ. Чем больше органических веществ и тяжелее гранулометрический состав почвогрунта, тем выше влагоемкость. По степени влагоемкости почвогрунты делят на очень влагоемкие (глины, торф, суглинки), слабовлагоемкие (лёссовидные породы, супеси, мелкозернистые пески, рыхлые песчаники) и практически невлагоемкие (галечник, гравий, крупные и средние пески, скальные породы).

**Водопроницаемость** – способность почвогрунтов воспринимать и пропускать воду под влиянием силы тяжести вследствие наличия пор, трещин и других пустот. Зависит водопроницаемость от величины пористости и размера пор. Чем больше пористость и крупнее поры, тем больше водопроницаемость. Обуславливается водопроницаемость и типом горных пород, характером растительности, наличием в грунтах заземленного воздуха и другими факторами. Как видно, водопроницаемость – явление сложное.

Основным показателем водопроницаемости почвогрунтов является *коэффициент фильтрации* ( $k_{\text{ф}}$ ) – скорость фильтрации при напорном градиенте, равном единице. Он имеет ту же размерность, что и скорость – м/сут, м/с, см/с. Понятие о коэффициенте фильтрации справедливо для случаев, когда вода перемещается в почвогрунтах, полностью заполняя поры.

Ориентировочные значения коэффициента фильтрации (м/сут) рыхлых горных пород следующие: глина <0,001; суглинок: тяжелый <0,05, легкий 0,05–0,10; супесь 0,10–0,50; лёсс 0,25–0,50; песок: пылеватый 0,5–1,0, мелкозернистый 1–5, среднезернистый 5–20, крупнозернистый 20–50; гравий 20–150 и галечник 100–500.

Советский гидрогеолог Ф. П. Саваренский (1881–1946) предложил разделять все породы в зависимости от степени водопроницаемости на три группы: *водопроницаемые* при  $k_{\text{ф}} > 1$  м/сут, *полуводопроницаемые* при  $k_{\text{ф}} = 1–0,001$  м/сут и *непроницаемые (водоупорные)* при  $k_{\text{ф}} < 0,001$  м/сут. К водопроницаемым относятся гравийно-галечниковые породы и пески; к полуводопроницаемым – лёсс, супесь, суглинки; к водонепроницаемым – тяжелые суглинки, глины, массивные кристаллические горные породы.

## Глава 14. ПРОИСХОЖДЕНИЕ И КЛАССИФИКАЦИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

### 14.1. Происхождение подземных вод

В науке нет единого мнения о процессе образования подземных вод. Считается, что существует несколько способов их образования. В зависимости от способа возникновения различают следующие типы подземных вод: инфильтрационные, конденсационные, остаточные (или реликтовые) и ювенильные (или магматогенные).

*Инфильтрационные подземные воды* образуются в результате просачивания, или инфильтрации (от лат. *in* – в, *filtratio* – процеживание), – проникновения атмосферных и поверхностных вод в почвогрунты по капиллярным и субкапиллярным порам и другим пустотам. Инфильтрационная теория образования подземных вод является одной из наиболее ранних.

Количество образовавшейся инфильтрационной воды зависит от количества атмосферных осадков и их интенсивности, от литологического состава пород, через которые вода просачивается, от характера растительного покрова, от степени воздействия человека на природу и в первую очередь на почвенный покров. В пользу инфильтрационного происхождения некоторых подземных вод свидетельствует повышение уровня воды в колодцах в дождливую погоду. Проникая в толщу почвогрунта, инфильтрационная (или гравитационная) вода движется вниз до водоупора, где скапливается и образует подземные воды.

Долгое время инфильтрационная теория образования подземных вод была общепризнанной. Однако по мере накопления новых данных она начала подвергаться сомнениям. Например, установлено, что в пустынных и полупустынных областях при незначительном количестве осадков на некоторой глубине от поверхности в горных породах содержится значительное количество влаги. Так, в толще песков в Сахаре на глубине 2300 м обнаружены водоносные горизонты на площади 900 тыс. км<sup>2</sup>. Кроме того, химизм грунтовых вод значительно может отличаться от химического состава водоудерживающих пород. К тому же в степных районах на некоторой глубине имеется маловлажный «мертвый» горизонт, наличие которого противоречит положению о возможности фильтрации атмосферных вод в глубь пород. Из этого следует, что в питании подземных вод принимает участие не только просачивающаяся влага.

*Конденсационные подземные воды.* В 1877 г. немецкий гидролог О. Фольгер объявил несостоятельной инфильтрационную теорию и выдвинул новую теорию происхождения подземных вод – конденсационную. По О. Фольгеру, конденсационные воды образуются следующим путем. Теплый воздух, содержащий водяные пары, проникает в глубь холодных пород, где конденсируется и отдает часть влаги, а сам возвращается в атмосферу.

В начале XX в. опытами русского физика и агронома А. Ф. Лебедева (1882–1936) была установлена конденсация влаги в грунтах. Между атмосферой и литосферой, согласно А. Ф. Лебедеву, существует определенный обмен влагой. Летом, когда давление водяных паров в атмосфере выше, чем в более охлажденной почве, водяной пар вследствие разности давлений перемещается из атмосферы в почву, где опускается к слоям с более низкой температурой. Здесь он конденсируется и переходит в жидкое состояние. Таким путем подземная вода может образовываться летом и частично весной и осенью, но не зимой.

Как правило, конденсационным путем образуется небольшое количество воды. По исследованиям А. Ф. Лебедева, в районе Одессы количество конденсационной воды составляет 15–25% от количества осадков. Однако для засушливых и пустынных районов эта влага имеет существенное значение. Основная же роль в формировании подземных вод, по А. Ф. Лебедеву, принадлежит процессу инфильтрации. Путем инфильтрации образуются подземные воды, по крайней мере верхних водоносных горизонтов, и на территории Беларуси.

*Реликтовые подземные воды* – остаточные воды, сохранившиеся с той эпохи, когда формировались те горные породы, в которых они залегают. Реликтовые воды приурочены к глубоким частям закрытых гидрогеологических и нефтегазоносных структур, отличаются высокой минерализацией и представляют интерес как сырье для химической промышленности и как лечебные минеральные воды. Наличие реликтовых подземных вод не является общепризнанным.

*Ювенильные подземные воды.* Происхождение этих вод объясняет так называемая ювенильная теория, которую предложил в 1902 г. австрийский геолог Э. Зюсс (1831–1914). На основании результатов научных работ он утверждал, что внедрение магмы из больших глубин

Земли в верхние горизонты земной коры всегда сопровождается выходом на поверхность (по трещинам или жерлам вулканов) летучих соединений, в том числе паров воды. Такие подземные воды, впервые попавшие с больших глубин на дневную поверхность Земли или в верхние ее горизонты, Э. Зюсс назвал *ювенильными*, т. е. впервые попавшими в условия земного существования.

Одним из доказательств образования ювенильных вод таким путем считался состав летучих компонентов продуктов современной вулканической деятельности. При извержении некоторых вулканов пары воды достигали 6–8% от общей массы продуктов извержения.

Расчетами было доказано, что количество ювенильной воды, поступившей на поверхность Земли в историческое время (особенно в далеком прошлом, когда на нашей планете действовали многочисленные вулканы), было достаточным для образования всей водной оболочки нашей планеты. Таким образом, согласно теории, ювенильные воды на нашей планете являются первоисточником образования водной оболочки Земли и всех других типов подземных вод.

В природных условиях часто приходится иметь дело с водами смешанными, т. е. образованными различными способами, особенно если учесть высокую проницаемость воды и ее вездесущность.

Следует отметить, что при рассмотрении происхождения подземных вод, как этот вопрос изложен выше, подразумевается в основном только та вода, которая практически доступна человеку в его быту и хозяйственной деятельности.

## 14.2. Классификация подземных вод

В природе подземные воды встречаются в разнообразных условиях и обладают различными свойствами. Поэтому строго единой классификации их не существует. За основу подразделения подземных вод приняты следующие признаки: условия залегания, химический состав, степень минерализации.

По условиям залегания выделяют следующие основные типы подземных вод: верховодку, грунтовые, почвенно-грунтовые, межпластовые ненапорные и межпластовые напорные (артезианские). Указанные виды подземных вод являются скоплениями гравитационной воды (рис. 51).

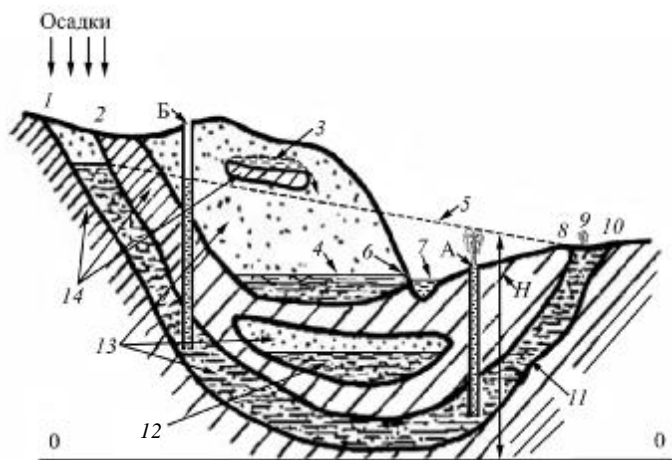


Рис. 51. Схема залегания подземных вод:

1–2 – область питания артезианских вод; 2–8 – область напора артезианских вод; 3 – верховодка; 4 – грунтовые воды; 5 – пьезометрическая линия; 6 – нисходящий родник; 7 – река; 8–10 – область разгрузки напорных вод; 9 – восходящий родник; 11 – межпластовые напорные (артезианские) воды; 12 – межпластовые ненапорные грунтовые воды; 13 – водопроницаемые и водоносные породы; 14 – водоупорные породы; А, Б – артезианские скважины; 0–0 – условная горизонтальная плоскость сравнения; Н – пьезометрический напор артезианских вод

*Верховодка* – безнапорные подземные воды, залегающие на небольшой глубине выше уровня грунтовых вод на поверхности небольших линз водонепроницаемой породы или приуроченные к прослойкам грунта, обладающим меньшей фильтрационной способностью, чем вышележащие породы. Возникает в период интенсивного поступления воды в почву во время снеготаяния или длительных дождей. Мощность верховодки обычно невелика: 0,5–1,0 м, реже 2–3 м. Может исчезать в засушливый период или вследствие промерзания зимой. Верховодка оказывает влияние на рост и развитие растений, иногда используется для водоснабжения. Но это ненадежный источник водоснабжения, так как ее объем непостоянен и, кроме того, верховодка легко загрязняется в результате просачивания сточных вод.

*Грунтовые воды* – подземные ненапорные воды, залегающие на первом от дневной поверхности водонепроницаемом или слабопроницаемом слое. На всей площади развития эти воды могут получать питание сверху за счет инфильтрации осадков и поверхностных вод.

Характеризуются свободной водной поверхностью, давление на уровне которой равно атмосферному. Глубина залегания грунтовых вод на территории Беларуси от 0,1–0,5 м в поймах рек до 10–15 м и более в пределах террас, водно-ледниковых равнин и на участках развития эоловых отложений. Водоносными породами являются пески различного состава и происхождения. Мощность водоносных горизонтов от 3–5 до 12–23 м, а в долинах крупных рек (Немана, Вилии, Днепра, Сожа и др.) до 50–70 м.

Режим грунтовых вод зависит от метеорологических факторов и характеризуется колебаниями уровня, запасов, дебита и химического состава. Амплитуда колебаний уровня в течение года составляет от 0,5–1,5 до 3–5 м и более. В долинах рек уровень грунтовых вод тесно связан с уровнем воды в реке. В общем виде движение грунтовых вод направлено от водоразделов к долинам рек и от истоков к устью.

Грунтовые воды используются для водоснабжения и других целей. Отбор грунтовых вод осуществляется путем устройства шахтных колодцев и буровых скважин. Дебит отдельных скважин составляет от 0,01 до 1–2 м<sup>3</sup>/ч. При залегании возле дневной поверхности грунтовые воды вызывают заболачивание, которое распространяется иногда в пределах значительных территорий.

*Почвенно-грунтовые воды* – подземные воды, водоупор которых залегает в грунтовой толще, а зеркало постоянно или периодически находится в почвенной толще. Эти воды являются разновидностью грунтовых вод. В отличие от грунтовых, почвенно-грунтовые воды оказывают существенное влияние на процесс почвообразования и произрастание растений, и поэтому данный термин преимущественно используется в почвоведении.

*Межпластовые ненапорные воды* являются разновидностью грунтовых вод. Эти воды называют еще закрытыми грунтовыми водами, так как они залегают между двумя водоупорными горизонтами, не заполняя весь водоносный слой, и поэтому являются ненапорными. Областью питания их служат иногда очень удаленные районы, где водоносный слой выходит на дневную поверхность. Эти воды в меньшей степени, чем грунтовые, зависят от сезонных изменений количества атмосферных осадков и испарения в данной местности и характеризуются относительным постоянством режима. В отличие от грунтовых, межпластовые ненапорные воды защищены верхним водоупорным горизонтом от поверхностного загрязнения и, таким образом, являются благоприятным источником водоснабжения.

*Артезианские (межпластовые напорные) воды* – находящиеся под напором подземные воды, заключенные между водонепроницаемыми пластами и заполняющие полностью расположенную между ними водопроницаемую породу или циркулирующие по трещинам в массивных кристаллических породах. Верхний водонепроницаемый пласт называется водоупорной кровлей межпластовых вод, а нижний – водоупорным ложем.

Артезианские воды получили название от французской провинции Артуа под Парижем, где в 1126 г. были пробурены скважины, из которых фонтанировала вода.

Напор, или восходимость, артезианских вод обусловлен законом сообщающихся сосудов, согласно которому при вскрытии какого-либо изогнутого пласта вода в нем стремится подняться на высоту, равную разности выхода пласта на дневную поверхность в области питания и области разгрузки (стока). Благодаря напору, артезианские воды часто поднимаются в скважинах на сотни метров, а при низких абсолютных отметках земной поверхности образуют естественные фонтаны.

На территории Беларуси артезианские воды обнаружены почти повсеместно и залегают на глубине от нескольких десятков метров до нескольких километров. Водоносными породами для них являются различные по возрасту и литологии горные породы. До глубины 100–300 м, а в некоторых местах и до 500 м артезианские воды пресные, холодные; глубже имеют повышенную минерализацию и температуру до 89°C.

Артезианские воды характеризуются постоянством режима, мало подверженному колебаниям. Они надежно защищены от загрязнения. Пресные артезианские воды используют для водоснабжения Минска, Гомеля, Бреста, Могилева, Гродно и других городов и населенных пунктов, а минеральные – для лечебных целей (Ждановичи, Бобруйск, Рогачев, Нарочь, Лётцы и др.).

Для отбора артезианских вод устраиваются скважины. В Беларуси первые артезианские скважины появились на крупных железнодорожных станциях в конце XIX – начале XX в. Первая артезианская скважина для водоснабжения Минска была пробурена в 1915 г. в долине реки Свислочь, и ее дебит достигал почти 37 м<sup>3</sup>/ч.

В Ждановичах предприятием «Дарида» добываются минеральные артезианские воды. Первый от поверхности водоносный пласт расположен на глубине 320–380 м и содержит хлоридно-натриевую воду с

минерализацией 3,5–4,5 г/л и температурой 9,8°C. Пьезометрический уровень этих вод устанавливается на глубине около 35 м от дневной поверхности. Глубже расположенные воды (430–460 м) являются сульфатно-хлоридно-натриевыми с минерализацией 11,5 г/л и температурой 10,5°C. Пьезометрический уровень их располагается на глубине 58 м. Дебит скважин колеблется от 3,2 до 11,9 м<sup>3</sup>/ч.

*Родники (источники, ключи)* – естественные выходы подземных вод на земную поверхность. Такие выходы подземных вод возможны при пересечении водоносного пласта оврагами и речными долинами, а также при разрыве водоупорной кровли трещинами. Встречаются родники чаще всего в долинах крупных рек и в озерных котловинах.

По режиму питания и разгрузки водоносных горизонтов родники подразделяют на *постоянные* и *пересыхающие*. Постоянно действующие родники существуют многие годы. Дебит их изменчив по сезонам года и по годам. Пересыхающие родники действуют только после весеннего снеготаяния или выпадения обильных осадков.

По способу истечения воды различают родники нисходящие и восходящие. *Нисходящие родники* питаются, как правило, безнапорными грунтовыми водами, а *восходящие* – напорными (артезианскими) водами.

## Глава 15. РЕЖИМ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

### 15.1. Взаимосвязь подземных и поверхностных вод

Несмотря на то что водная оболочка Земли – гидросфера – условно подразделяется на поверхностную и подземную, природные воды очень тесно связаны между собой. Наиболее четкое взаимодействие между поверхностными и подземными водами отмечается для горизонтов, распространенных в верхней части литосферы – в долинах рек, на площади озер и других мелких водоемов.

Для речных долин, поверхностные воды которых имеют тесную гидравлическую связь с подземными водами, наблюдается следующая общая закономерность в их режиме. В песках, гравии и галечниках речных долин всегда образуется подземный поток грунтовых вод. Этот поток, как правило, гидравлически тесно связан с поверхностными речными водами (рис. 52).



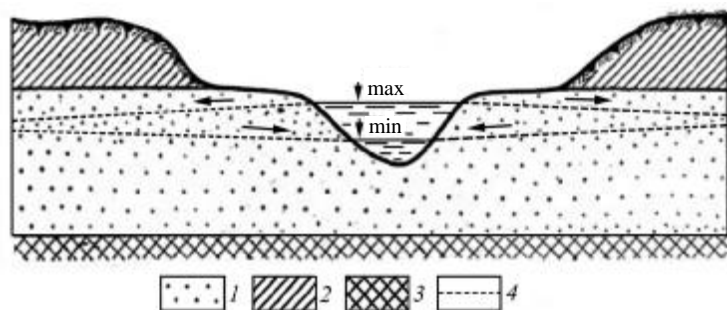


Рис. 52. Схема гидравлической связи грунтовых вод речных долин с поверхностными водами: 1 – водоносные пески; 2 – суглинки; 3 – водонепроницаемые породы; 4 – уровень грунтовых вод (максимальное и минимальное залегания)

В период минимальных расходов воды в реке, когда ее уровень занимает в поперечном сечении потока самое низкое положение в году, долина реки играет роль естественной дрены, так как происходит сток подземных вод в открытый водоток реки. В этот период, т. е. в межень, речной поток может целиком питаться за счет стока подземных вод. При этом подземное питание рек часто складывается из стока грунтовых и межпластовых вод.

В период половодья и паводков уровень поверхностных вод занимает в поперечном сечении долины повышенное положение (максимум). При таких условиях наблюдается потеря поверхностных вод на инфильтрацию в почвогрунты по берегам реки, т. е. происходит питание грунтовых вод, а затем их подпор. Если в период межени уклон зеркала грунтовых вод направлен в сторону реки, то в период половодья и паводков наблюдается уклон в обратном направлении, т. е. от реки к водоразделу.

После прохождения паводка в режиме уровня реки наблюдается постепенный спад до минимального положения и тогда вновь наступает период естественного дренирования подземных вод. Таким образом, для водоносных горизонтов, гидравлически тесно связанных с поверхностными водами, устанавливается полная зависимость стока подземных вод от режима реки. Поэтому в речных долинах всегда опасно загрязнение поверхностных вод промышленными отходами, которое, как правило, приводит к загрязнению собственно подземных вод.

## 15.2. Уровень и факторы режима подземных вод

Изучение режима подземных вод является одной из важных задач гидрогеологии, так как изменения их уровня, состава и температуры могут существенно повлиять на условия обводненности угодий и, следовательно, на рост и развитие растений, а также оказать влияние на строительство и эксплуатацию различных сооружений. Колебания уровня и изменения химического состава подземных вод оказывают большое влияние на условия водоснабжения, мелиоративное состояние земель и инженерно-геологическую обстановку территории. Например, снижение уровня подземных вод уменьшает дебит водозаборов. Подъем грунтовых вод выше допустимых глубин вызывает заболачивание и засоление земель, подтопление сооружений и т. д.

С целью установления режима подземных вод измеряют положения их уровня в специальных режимных скважинах. Для проведения наблюдений устраиваются специальные пункты, образующие в сочетании опорную сеть.

Показателями режима подземных вод являются: время установления высокого и низкого уровня, дебита скважин и родников, скорость подъема и спада уровня и дебита, амплитуда колебаний, характер и пределы изменений общей минерализации и типов химического состава, связь режима с различными факторами. Результаты наблюдений представляют в виде хронологических графиков.

Режим подземных вод зависит от воздействия природных и хозяйственных факторов. К природным относятся климатические (изменчивость количества атмосферных осадков, температуры, испарения), гидрологические (колебания водоносности рек, уровня озер и болот, морские приливы и отливы) и геологические (сейсмические и другие явления) факторы. Хозяйственные факторы – это искусственное орошение и осушение земель, отбор подземных вод, создание водохранилищ, осушение месторождений полезных ископаемых, строительство дорог и др.

Режимы подземных вод, определяемые только природными факторами, называют *естественными* или *природными*, а режимы, обусловленные одновременно природными и хозяйственными факторами, называют *нарушенными* или *искусственными*.

Залегающие на первом водоупорном слое грунтовые воды отличаются многообразным режимом, так как они тесно связаны и с природными, и с хозяйственными факторами. Напорные же воды (артезианские),

которые отделены от поверхности земли водонепроницаемыми породами, связаны в большинстве случаев с искусственными факторами. Вне влияния этих факторов пьезометрический уровень напорных вод почти не колеблется. По времени проявления изменений уровня и других показателей режима подземных вод различают суточный, сезонный, годовой и многолетний режимы.

*Суточный режим* выражается главным образом в колебаниях поверхности (зеркала) неглубоко залегающих грунтовых вод. Вызываются эти колебания чаще всего суточными изменениями суммарного испарения, которое значительно уменьшается ночью. В результате уровень подземных вод поднимается за счет подземного притока и снижается днем, когда грунтовые воды интенсивно расходуются на суммарное испарение. Амплитуда суточных колебаний уровня грунтовых вод может достигать на полях и в лесах 10–15 см.

*Сезонный режим* обусловлен сезонной ритмичностью метеорологических факторов (температурой, испарением, осадками) и изменением водности рек. Сезонный характер имеют и некоторые хозяйственные факторы. Амплитуды сезонных колебаний уровня грунтовых вод изменяются в широких пределах: от нескольких сантиметров (заболоченные понижения рельефа в гумидной зоне) до 10–15 м (галечники горных рек). Чаще всего амплитуда изменяется от нескольких десятков сантиметров до 2–3 м. Природный режим напорных вод изменяется меньше, чем грунтовых.

*Годовой режим* проявляется в течение нескольких лет. Известно, что влажные и многоводные годы, как и засушливые и маловодные, часто повторяются 2–3 раза подряд. Это отражается на режиме грунтовых и неглубоко залегающих напорных вод. Амплитуды годовых колебаний уровня подземных вод более значительны, чем сезонные.

*Многолетний режим* проявляется в периоды продолжительностью более 10–15 лет. Он обусловлен многолетними ритмическими изменениями осадков, испарения, водоносности рек, а также влиянием хозяйственных факторов. Амплитуда многолетних колебаний уровня подземных вод значительно превышает сезонные и годовые.

Под влиянием хозяйственных факторов естественные режимы подземных вод могут нарушаться.

**Влияние осушения на режим подземных вод.** Довольно распространенным хозяйственным мероприятием в зоне достаточного и избыточного увлажнения, к которой относится и территория Беларуси,

является осушительная мелиорация. В этой так называемой гумидной зоне наблюдается теснейшая взаимосвязь подземных вод с гидрографической сетью, озерами, болотами и водотоками. Поэтому вмешательство в процессы формирования режима поверхностных и подземных вод при осушении земель неизбежно приводит к нарушению веками сложившейся взаимосвязи подземной и поверхностной гидросферы.

Осушительные системы, спрямление и углубление русел рек повышают дренированность территории и приводят к чрезмерному снижению уровней рек, озер, болот и грунтовых вод. Это уменьшает пополнение водоносных горизонтов. Снижение уровня грунтовых вод на осушенных болотах вызывает также понижение уровня грунтовых вод на прилегающих территориях. В зависимости от гидрогеологических условий такое влияние может сказываться на расстоянии до нескольких километров от границы осушенных земель, вызывая падение урожайности сельскохозяйственных культур и продуктивности лесных насаждений.

Снижение уровня грунтовых вод при осушении способствует разложению торфа и освобождению связанного в органическом веществе  $\text{CO}_2$ , а переосушка торфяников является причиной развития ветровой эрозии.

Неблагоприятные последствия осушения можно исключить или значительно уменьшить посредством мероприятий, предупреждающих ухудшение режима подземных и поверхностных вод и переосушку земель, в частности созданием водохранилищ для задержания поверхностного стока, искусственным пополнением запасов подземных вод и т. д.

**Режим подземных вод в районе водохранилищ.** Водохранилища создают подпор грунтовых вод на участках речных долин, где река до этого дренировала грунтовые воды, или усиливают их питание за счет реки. В результате повышается уровень грунтовых вод, а при определенных гидрогеологических условиях – и пьезометрический уровень напорных вод. Подъем уровня подземных вод достигает наибольших значений вблизи водохранилища и уменьшается с удалением от него. Влияние крупных водохранилищ может распространяться иногда на десятки километров. Период установления кривой подпора (депрессионной поверхности) нередко длится в течение многих лет. При проектировании водохранилищ на основании гидрогеологических исследований составляют прогноз подпора грунтовых вод, чтобы своевременно принять меры борьбы с подтоплением и затоплением прилегающих территорий.

**Режим подземных вод в районах их эксплуатации.** Отбор подземных вод для водоснабжения приводит к уменьшению запасов воды в водоносном пласте. В результате снижается уровень подземных вод с образованием депрессионных воронок, радиус которых при напорных водах может достигать многих десятков километров. Особенно большое снижение уровня наблюдается в районе крупных городов, где пьезометрический уровень может снижаться на 50 м и более.

**Режим подземных вод в районах добычи полезных ископаемых.** При разработке месторождений полезных ископаемых, залегающих глубже водоносных пластов, производится откачка подземных вод. В результате снижается их уровень на прилегающей территории и образуется депрессионная воронка, в пределах которой изменяются условия роста растений с отрицательными последствиями.

**Режим грунтовых вод на застроенных площадях.** В таких местах уровень грунтовых вод часто повышается вследствие утечки воды из водопроводно-канализационных коммуникаций, поливов насаждений, асфальтирования улиц, уменьшающего испарение, и т. д.

При строительстве автодорог нарушение гидрологической ситуации наблюдается в местах неглубокого залегания грунтовых вод, т. е. в пониженных элементах рельефа. Изменение поверхностного и внутрипочвенного стока при устройстве насыпей вызывает подъем уровня подземных вод и в результате происходит затопление и подтопление, приводящее к трансформации произрастающей растительности.

### 15.3. Определение направления, скорости движения и расхода грунтовых вод. Запасы подземных вод

При определенных видах инженерно-хозяйственной деятельности, связанных с грунтовыми водами, необходимы сведения об их режиме (направлении и скорости движения, расходе). Например, при строительстве здания на участке, где грунтовые воды залегают возле дневной поверхности, требуется снижение их уровня путем устройства дренажа. Для обеспечения эффективной последующей работы дренаж устраивается с учетом направления движения грунтового потока и его расхода. Сведения о режиме грунтовых вод необходимы также при строительстве осушительных систем, предназначенных для снижения грунтовых вод на сравнительно обширных территориях с целью создания благоприятных условий произрастания

культурных растений. Сведения о режиме грунтовых вод необходимы при исследованиях загрязнения подземных вод различными химическими веществами.

Для определения направления движения грунтовых вод используется метод треугольника. Сущность данного метода в следующем. На участке, где требуется определить направление движения грунтового потока, намечаются три точки с таким расчетом, чтобы они образовали равносторонний треугольник со сторонами 100–500 м.

При залегании на участке малосвязных почвогрунтов (например, песков) расстояние между точками принимается максимальным, так как в таких грунтах уклон зеркала грунтовых вод обычно незначительный. Кроме того, чем больше расстояние между точками, тем точнее определяется направление движения грунтового потока.

Для одной из сторон треугольника геодезическим инструментом (буссолью, гониометром) измеряется азимут или румб, что дает возможность после камеральной обработки данных наблюдений наметить на местности направление движения грунтового потока.

Расстояние между точками измеряется мерной лентой с точностью 1 см. Нивелировкой устанавливается взаимное превышение между точками. В каждой точке пробуривается скважина с небольшим заглублением в водоносный горизонт. После стабилизации зеркала грунтовых вод, нарушенного при бурении скважины, измеряется уровень грунтовых вод, т. е. расстояние от дневной поверхности до зеркала грунтовых вод.

При исследованиях используются абсолютные или относительные высоты. При использовании абсолютных высот точки треугольника связываются нивелировкой с ближайшим репером опорной геодезической сети, высота которого известна относительно уровня Балтийского моря. Относительные же высоты отсчитываются от условно выбранной горизонтальной плоскости 0–0. Она намечается таким образом, чтобы были исключены отрицательные значения высот.

Треугольник в выбранном масштабе наносят на план и возле каждой точки выписывают высоты зеркала грунтовых вод (рис. 53).

Масштаб на планах и картах читается следующим образом. Например, 1 : 5000 – 1 см на плане соответствует на местности 5000 см = 50 м или же 1 : 600 000 – 1 см на карте соответствует на местности 600 000 см = 6000 м = 6 км.

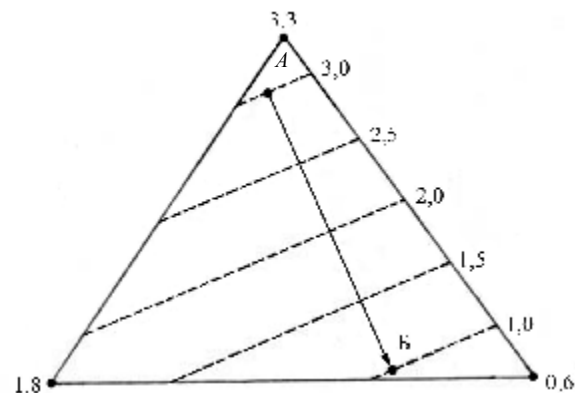


Рис. 53. Определение направления движения грунтового потока.  
Масштаб 1 : 5000. Гидроизогипсы проведены через 0,5 м.  
Расстояние между точками равно 500 м

На каждой стороне треугольника интерполяцией определяют точки пересечения зеркала грунтовых вод с плоскостями сечения. Точки пересечения зеркала одноименными плоскостями соединяют прямыми линиями, которые называются гидроизогипсами. *Гидроизогипсы* (от греч. *hēdōr* – вода; *isos* – равный, одинаковый; *hēpsos* – высота) – линии на плане или карте, соединяющие точки зеркала грунтовых вод с одинаковой высотой (абсолютной или относительной). Такие же линии напорных вод называются *гидроизопьезами*.

Сечение гидроизогипсов, т. е. расстояние между плоскостями сечения, может приниматься различным (0,1–1,0 м) в зависимости от уклона зеркала грунтовых вод. При малых уклонах зеркала принимается меньшее сечение гидроизогипсов и наоборот. В нашем примере гидроизогипсы проведены через 0,5 м.

Принцип определения точек зеркала грунтовых вод с одинаковыми высотами показан на рис. 54.

От горизонтальной плоскости 0–0 на расстоянии сечения гидроизогипсов (в нашем примере через 0,5 м) параллельно проводятся плоскости гидроизогипсов (плоскости сечения). Первая из них с высотой 0,5 м не пересекает зеркала грунтовых вод, так как последнее имеет высоту 0,6 м. Не пересекает зеркала грунтовых вод и плоскость сечения с высотой 3,5 м, так как высота зеркала во второй скважине равна 3,3 м. Промежуточные плоскости при пересечении зеркала образуют точки с относительными высотами 1,0; 1,5; 2,0; 2,5 и 3,0 м.

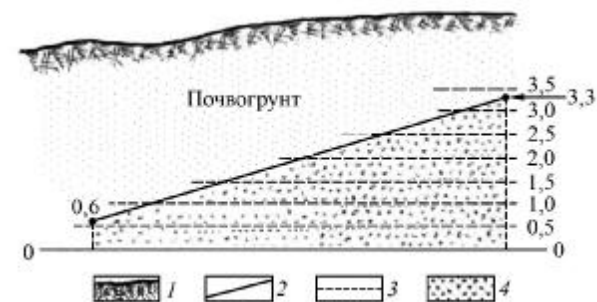


Рис. 54. Вертикальный разрез по скважинам  
с относительными высотами зеркала грунтовых вод 0,6 и 3,3 м:  
1 – дневная поверхность; 2 – зеркало грунтовых вод; 3 – плоскости гидроизогипсов  
(плоскости сечения); 4 – водоносный горизонт; 0–0 – плоскость сравнения.  
Масштаб: горизонтальный 1 : 5000, вертикальный 1 : 100

На плане точки сечения определяются, как было отмечено выше, интерполяцией. Например, на стороне треугольника с высотами зеркала грунтовых вод 0,6 и 3,3 м необходимо определить точки сечения гидроизогипсов с высотами 1,0; 1,5; 2,0; 2,5 и 3,0 м. Для определения точки с высотой 1,0 м составляем пропорцию: на расстоянии 100 мм (длина стороны треугольника 500 м в масштабе 1 : 5000) превышение зеркала грунтовых вод составляет 2,7 м (3,3 – 0,6), а на расстоянии  $x$  мм превышение составляет 0,4 м (1,0 – 0,6):

$$\begin{cases} 100 \text{ мм} - 2,7 \text{ м}, \\ x \text{ мм} - 0,4 \text{ м}, \end{cases} \quad \text{отсюда } x = \frac{100 \cdot 0,4}{2,7} = 14,8 \text{ мм}.$$

Следовательно, от точки с относительной высотой зеркала грунтовых вод 0,6 м откладываем 14,8 мм и получаем точку пересечения зеркала грунтовых вод плоскостью гидроизогипсы с высотой 1,0 м.

Для определения точки сечения с высотой 1,5 м составляем пропорцию

$$\begin{cases} 100 \text{ мм} - 2,7 \text{ м}, \\ x \text{ мм} - 0,5 \text{ м}, \end{cases} \quad \text{отсюда } x = \frac{100 \cdot 0,5}{2,7} = 18,5 \text{ мм},$$

т. е. точка с высотой 1,5 м расположена на расстоянии 18,5 мм от точки с высотой 1,0 м.

Аналогичным образом определяем остальные точки сечения на этой стороне треугольника и на других сторонах. Соединив одноименные точки сечения, получим гидроизогипсы. Проведенные гидроизогипсы должны быть строго параллельны между собой. Непараллельность гидроизогипсов свидетельствует об ошибке при определении точек сечения интерполяцией.

Движение грунтовых вод происходит по наикратчайшему пути, т. е. нормально к гидроизогипсам. Поэтому на плане под углом  $90^\circ$  к гидроизогипсам проводим линию максимально возможной длины, но высоты зеркала грунтовых вод обоих концов линии должны быть известны. Поток грунтовых вод будет направлен в сторону гидроизогипсы с меньшей высотой. Направление движения грунтового потока указывается стрелкой.

По этой линии определяется уклон грунтового потока по формуле

$$i = \frac{\Delta h}{l}, \quad (66)$$

где  $\Delta h$  – превышение зеркала грунтовых вод, м;  $l$  – длина линии, м, по концам которой определяется превышение  $\Delta h$ .

Уклон вычисляется до четвертого знака после запятой (в десяти тысячных долях).

В нашем примере (рис. 53) в точке А относительная высота зеркала грунтовых вод равна 3,0 м, в точке Б – 1,0 м, т. е.  $\Delta h$  равно 2,0 м (3,0 – 1,0). Поскольку при вычислении уклона как делимое, так и делитель должны выражаться в одних единицах измерения, на плане измеряем длину линии между точками А и Б и согласно масштабу плана определяем ее длину в метрах. В нашем примере длина линии на плане оказалась равной 7,4 см, что соответствует 370 м на местности ( $7,4 \cdot 50$ ). Следовательно, уклон грунтового потока будет равен

$$i = \frac{\Delta h}{l} = \frac{2}{370} = 0,0054.$$

В 1856 г. французский инженер А. Дарси установил, что расход  $Q$  фильтрующейся через грунт воды прямо пропорционален площади фильтрации  $F$  и гидравлическому уклону  $i$ :

$$Q = k_{\phi} F i, \quad (67)$$

где  $Q$  – расход грунтового потока,  $\text{м}^3/\text{с}$  или  $\text{м}^3/\text{сут}$ ;  $k_{\phi}$  – коэффициент фильтрации,  $\text{м}/\text{с}$  или  $\text{м}/\text{сут}$ ;  $F$  – площадь фильтрации,  $\text{м}^2$ ;  $i$  – уклон зеркала грунтовых вод.

Площадь фильтрации потока  $F$  – произведение мощности (высоты) потока  $h$  и его ширины  $B$ .

Для определения коэффициента фильтрации существует ряд лабораторных и полевых методов, сущность которых изложена в специальной литературе. В некоторых случаях при гидрогеологических расчетах можно использовать ориентировочные значения коэффициентов фильтрации, приведенные в гл. 13.

Если разделить правую и левую части формулы (67), т. е. формулы расхода, на площадь фильтрации  $F$ , получим *формулу Дарси*

$$v = k_{\phi} i, \quad (68)$$

где  $v$  – скорость движения грунтового потока.

Эта формула называется основным законом ламинарной (параллельно-струйной) фильтрации, т. е. скоростью движения грунтовых вод прямо пропорциональна коэффициенту фильтрации и уклону грунтовых вод.

При вычислениях размерность скорости по формуле (68) и расхода по формуле (67) зависит от размерности используемого коэффициента фильтрации. Если он выражается в метрах в сутки, то и скорость определяется в метрах в сутки, а расход – в кубических метрах в сутки.

При необходимости выражения показателей гидрогеологического режима подземных вод в международной системе единиц СИ значение коэффициента фильтрации выражается в метрах в секунду, а расход (например, дебит скважины) определяется в кубических метрах в секунду. При этом значение коэффициента фильтрации в метрах в сутки необходимо разделить на количество секунд в сутках.

Скорость движения грунтовых вод зависит от фильтрационных свойств почвогрунтов, уклона потока, мощности водоносного слоя и колеблется от нескольких миллиметров до нескольких десятков метров в сутки.

**Запасы подземных вод.** При использовании подземных вод для водоснабжения и орошения необходимо знать их запасы. В связи с этим различают естественные запасы, естественные ресурсы и эксплуатационные запасы.

*Естественные, или емкостные, запасы* – это объем гравитационной воды в порах, трещинах и карстовых пустотах водовмещающих пород. Учитываются в кубических метрах или кубических километрах. В отличие от твердых полезных ископаемых запасы подземных вод при эксплуатации частично или полностью восстанавливаются. Степень восстановления запасов характеризуют *естественные ресурсы* – питание водоносного горизонта в ненарушенных условиях, равное сумме всех приходных элементов баланса оцениваемого горизонта.

Под *эксплуатационными запасами* понимают объем подземных вод ( $\text{м}^3/\text{сут}$ ), который может быть получен рациональными в технико-экономическом отношении водозаборными сооружениями при заданном режиме эксплуатации и качестве воды, удовлетворяющем требованиям в течение всего расчетного срока водопотребления. Если эксплуатационные запасы подземных вод полностью обеспечиваются в течение всего срока эксплуатации возобновляемыми источниками питания, то эксплуатация водозаборов будет происходить при установившемся режиме фильтрации, при котором отсутствует систематическое направленное изменение расходов скважин и уровней воды. Неустановившийся режим фильтрации бывает в случаях, когда эксплуатационные запасы не обеспечиваются возобновляемыми источниками питания. Этот режим проявляется в прогрессирующем снижении уровня эксплуатируемого водоносного горизонта, т. е. происходит истощение естественных запасов подземных вод.

Оценку запасов подземных вод выполняют различными методами, сущность которых изложена в специальных руководствах.

Забор подземных вод на водоснабжение осуществляют преимущественно при помощи буровых скважин. *Буровая скважина* – это вертикальная выработка в земной коре, закрепленная в рыхлых породах от обрушения трубами. Буровые скважины устраивают с помощью специальных буровых станков и установок.

Водозаборные скважины, вскрывающие напорные водоносные горизонты с пьезометрическим уровнем выше поверхности земли, фонтанируют. Из нефонтанирующих скважин воду откачивают насосами. Количество воды, которое можно получить из скважины в единицу времени при откачке или самоизливе, называется *расходом* или *дебитом* скважины.

## Глава 16. ТЕМПЕРАТУРА И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

**Температура подземных вод.** Температуру воды в скважинах измеряют электрическими термометрами, термоэлементами, «ленивыми» термометрами.

Неглубокозалегающие грунтовые воды испытывают такие же сезонные колебания температуры, что и земная поверхность, но лишь с некоторым запаздыванием во времени. Ниже идет пояс постоянных температур. Воды, залегающие в этом поясе, характеризуются неизменной температурой в течение всего года, равной среднегодовой температуре данной местности. В областях, где среднегодовые температуры выше  $0^\circ\text{C}$ , подземные воды не замерзают. Воды, расположенные ниже пояса постоянных температур, имеют температуру выше среднегодовой температуры местности, причем температура их тем выше, чем глубже они залегают. На глубокозалегающие воды воздействует тепло, поднимающееся из глубоких недр Земли.

Согласно температурной классификации К. Ф. Богородицкого, подземные воды разделяются на обладающие температурой: 1) до точки кипения ( $100^\circ\text{C}$ ); 2) выше точки кипения (перегретые,  $>100^\circ\text{C}$ ), но ниже критической, которая будет различной для различных концентраций растворов; 3) надкритической ( $>375^\circ\text{C}$ ). В свою очередь воды первой группы могут быть: 1) переохлажденными (ниже  $0^\circ\text{C}$ ); 2) очень холодными (от 0 до  $10^\circ\text{C}$ ); 3) холодными (от 10 до  $20^\circ\text{C}$ ); 4) теплыми (от 20 до  $37^\circ\text{C}$  – температуры человеческого тела); 5) горячими (от 37 до  $50^\circ\text{C}$ ); 6) очень горячими (от 50 до  $100^\circ\text{C}$ ).

**Химический состав подземных вод.** Химический состав подземных вод устанавливают путем анализа проб, отобранных из скважин и родников. В подземных водах находятся растворенные вещества, диссоциировавшие на ионы, коллоидные частицы, газы, микроорганизмы. Эти компоненты поступают в подземные воды из горных пород, атмосферы и с поверхностными водами.

По химическому составу – минерализации (содержанию минеральных солей) подземные воды подразделяют следующим образом: пресные с концентрацией солей до 1 г/л, слабосоленые – 1–3 г/л, сильносоленые – 3–10 г/л, соленые – 10–35 г/л, рассольные – более 35 г/л.

По содержанию преобладающих в воде анионов выделяют три семейства подземных вод: карбонатные, содержащие соли угольной

кислоты; сульфатные, содержащие соли серной кислоты; хлоридные, содержащие соли соляной кислоты.

Карбонатными являются в большинстве случаев подземные воды верхней зоны интенсивного водообмена. К сульфатным относятся грунтовые воды засушливых районов. Они приурочены к зонам замедленного водообмена. Хлоридные – это глубокие воды, залегающие в глубоких впадинах земной коры.

Химический состав подземных вод, особенно грунтовых, изменчив во времени. Значительную роль в формировании химического состава подземных вод играет хозяйственная деятельность: орошение и осушение земель, отбор подземных вод для различных целей, сброс в подземные воды промышленных стоков, загрязнение отходами сельскохозяйственного производства, минеральными удобрениями, животноводческими стоками и т. д.

## Глава 17. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

**Разрушительная деятельность подземных вод.** В отличие от поверхностных текучих вод разрушительная работа подземных вод проявляется больше в химическом разрушении и выщелачивании горных пород, чем в их механическом размыве. Особенно большой разлагающей и растворяющей силой обладают воды, обогащенные кислородом,  $\text{CO}_2$ , различными органическими и неорганическими веществами.

Совокупность геологических явлений, сопровождающихся частичным растворением и размывом горных пород с образованием в них крупных ходов и полостей, называют *карстовыми явлениями*. Весьма интенсивно карстовые явления развиваются в породах карбонатного состава – известняках, доломитах, гипсах. Вода, протекающая вдоль трещин в толще известкового массива, постепенно размывает их до размеров крупных полостей. В результате образуются ниши и гроты, соединенные горизонтальными и вертикальными ходами и резко расширяющиеся на некоторых участках до размера пещер. Самой крупной карстовой пещерой на Земле является Мамонтова пещера в США (штат Кентукки). Она состоит из ряда залов и коридоров и имеет длину ходов до 100 км. В местах развития карстовых явлений образуются карстовые формы рельефа – провалы, воронки и др.

Разрушительная деятельность подземных вод выражается также в образовании оплывин и оползней по склонам рек, озер и морей. *Оплывины* представляют собой мелкие смещения, захватывающие только поверхностную часть склонов. В результате оплывин нарушается целостность почвы, гибнут травяной покров и насаждения. Оплывают обычно суглинки и супеси по залегающим глубже глинам и тяжелым суглинкам, пески по глинам и суглинкам.

*Оползни* – это смещения более крупных по сравнению с оплывинами масштабов. Они возникают на склонах возвышенностей, по берегам рек, озер и морей, сложенных рыхлыми породами, слои которых залегают с наклоном в сторону откоса, и особенно часто при наличии в основании этих пород водоупорного слоя, обнажающегося на откосе. Гравитационная вода, просачиваясь до водоупорного слоя, начинает двигаться по нему вниз, происходит вынос мельчайших частиц грунта. Равновесие вышерасположенных пород нарушается. В верхней части склона образуется трещина, которая постепенно расширяется, и отделенная ею часть склона оползает по водоупору вниз (рис. 55).

Причиной оползней могут быть сильные дожди и интенсивное снеготаяние, увеличивающие увлажнение водоупорного контакта и массу грунта выше контакта, подмыв склонов рекой или прибоем, перегрузка склонов тяжелыми строениями, подрезка склонов при строительстве и др.

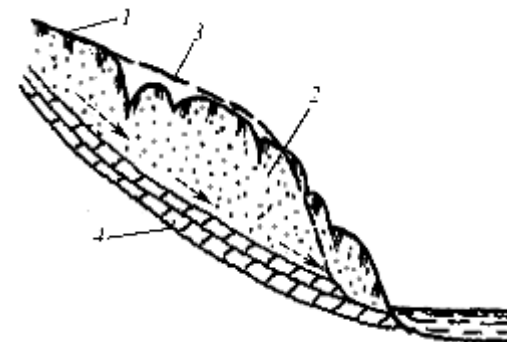


Рис. 55. Схема образования оползня:

1 – коренной берег; 2 – оползневое тело; 3 – линия берега до оползания; 4 – водоупорный слой; стрелками обозначено направление движения грунтовых вод

Размеры оползней могут быть значительными, протяженностью вдоль склона несколько километров при ширине в сотни метров. Вместе с участками суши оползают леса, сады, здания, железные и шоссейные дороги.

Основными предупредительными мероприятиями по борьбе с ополывинами и оползнями являются перехват и отведение поверхностных и подземных вод от участков, подверженных этим явлениям, а также технически правильное проведение земляных работ, выполаживание подножия склонов, возведение подпорных стенок в сочетании с дренажом.

Особые формы рельефа развиваются в результате деятельности подземных вод на глинах и лёссах. На участках интенсивного выноса подземными водами мелких частиц глин и лёсса образуются пустоты, в которые обрушиваются вышележащие горные породы. В результате такого явления, называемого *суффозией* (от лат. *suffossio* – подкапывание), поверхность земли над этими участками оседает с образованием западин, небольших воронок и блюдеч.

Различают механическую и химическую суффозию. Под *механической* суффозией подразумевают разрыхление горных пород и вынос из них мелких частиц фильтрующейся водой. При *химической* суффозии из горных пород выщелачиваются и выносятся фильтрующейся водой растворимые соли (гипс, галит и др.). Такая суффозия является одной из составных частей карстовых явлений.

**Созидательная деятельность подземных вод.** Подземные воды, растворяющие горные породы, насыщаются минеральными солями и теряют способность к дальнейшему растворению. Соли начинают выпадать из водного раствора, причем в первую очередь осаждаются наиболее труднорастворимые вещества. Условия карстовых пещер способствуют выпадению бикарбоната кальция из просачивающихся в них подземных вод. На стенках пещер появляются натечные корки различной мощности, а посередине пещер – столбообразные натечи – *сталактиты* и *сталагмиты*. Первые из них напоминают ледяные сосульки, свисающие с потолка пещер. Сталагмиты растут с их дна. Сталактиты и сталагмиты срастаются в колонны, подпирающие потолок пещер.

Отложение минеральных солей в трещинах и пустотах горных пород может происходить и при понижении температуры подземных вод в результате перемещения их из глубоких недр Земли в верхние слои литосферы.

Если такой процесс отложения солей продолжается в течение длительного промежутка времени, то все поры и пустоты в горных породах могут быть заполнены минеральным веществом. При этом пески превращаются в песчаники. Из остывающих подземных вод, богатых кремнекислотой, выпадают кремнистые туфы. В местах выхода на земную поверхность насыщенных углекислотой подземных вод откладывается углекислая известь в виде известкового туфа, а насыщенных соединениями железа – большие массы бурого железняка.

Движущиеся в земной коре подземные воды переносят разнообразные минеральные соединения из одних участков в другие и тем самым способствуют миграции минеральных масс в земной коре.



## Раздел V. ПОЧВОВЕДЕНИЕ

### Глава 18. ПОНЯТИЕ О ПОЧВЕ И ПОЧВОВЕДЕНИИ, ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ И ЗАДАЧИ ПОЧВОВЕДЕНИЯ

На рост и развитие древесных и сельскохозяйственных растений оказывают влияние многочисленные факторы, среди которых различают биотические и абиотические. Действие *биотических факторов* проявляется в форме взаимовлияния организмов друг на друга (например, сосны и березы при совместном произрастании, насекомых на растениях, древесного опада на развитие травянистой растительности и др.).

*Абиотические факторы* (от греч. *a* – не, без; *biotikos* – живой) – это совокупность условий неорганической среды, оказывающих влияние на живые организмы, в том числе и на растительность. Среди абиотических факторов для растений важными являются климатические и почвенно-грунтовые.

*Климатические факторы* (свет, тепло, влага) характеризуются незначительной территориальной изменчивостью, так как обусловлены географической широтой. Даже в пределах территории Беларуси, расположенной между 52° и 56° северной широты, климатические условия отличаются незначительно. Так, среднегодовая температура воздуха постепенно понижается с юго-запада на северо-восток от +7,4 до +5,0°C, а продолжительность теплого периода года со среднесуточной температурой выше 0°C – от 250–260 до 220–227 дней. В центральной и северо-восточной частях Беларуси осадков выпадает 600–650 мм, на низинах и особенно на юге и юго-западе – менее 600, а на возвышенностях – более 650 мм.

При однородности климатических условий в пределах значительных территорий даже рядом расположенные участки могут существенно различаться по произрастающим растениям и их продуктивности. Отсюда следует важный вывод: в региональном масштабе разнообразие растительных сообществ по составу и продуктивности (урожайности) обуславливается почвенно-грунтовыми условиями.

Отличительной особенностью лесных растительных сообществ является ясно выраженная ранжировка как в надземной, так и подземной сфере. По сравнению с травянистыми, корни древесных растений

способны проникать на глубину до 5 м и более. Поэтому продуктивность древесного яруса, его породный состав зависят от условий значительной толщи, охватывающей как почву, так и грунт, под которым понимают слой горной породы, лежащий под почвой.

*Почвенно-грунтовые условия* – это совокупность физических, химических и биологических процессов, протекающих в толще почвогрунта и формирующих почвенное плодородие. Изучение этих процессов необходимо для рационального использования почв и эффективного ведения сельского и лесного хозяйства.

*Почва* – особое органоминеральное тело, возникшее в результате преобразования поверхностных слоев земной коры под совместным воздействием воды, воздуха, климатических факторов и живых организмов в условиях гравитационного поля Земли. В совокупности все почвы какой-либо территории составляют *почвенный покров*. Он является частью *земельного фонда*, под которым понимается площадь суши земного шара, доступная для хозяйственного использования, в том числе и для разнообразного строительства. Однако следует называть почвой только тот участок земли, который обладает плодородием, т. е. способностью удовлетворять потребности растений в факторах роста и развития.

*Почвоведение* – наука о почве, ее строении, составе, свойствах и географическом распространении, закономерностях ее происхождения, развития, функционирования и роли в природе, путях и методах ее мелиорации, охраны и рационального использования в хозяйственной деятельности человека.

В почвоведении излагаются факторы и процессы почвообразования, физические свойства и морфология почв, классификация почв, их плодородие и бонитировка. Раскрывая взаимосвязь между почвой и растениями, почвоведение облегчает изучение специальных дисциплин сельскохозяйственного и лесохозяйственного профиля (земледелия, лесоведения и лесоводства, физиологии растений, лесных культур, таксации, лесоустройства, защиты растений и др.). Одновременно прослеживаются связи почвоведения с физикой, химией, климатологией, геологией, минералогией, ботаникой, зоологией и микробиологией.

Основной задачей специалистов сельскохозяйственного и лесного производства является выращивание продуктивных и устойчивых фитоценозов. Этого можно добиться, если каждая сельскохозяйственная культура и древесная порода будет соответствовать

условиям местопроизрастания, которые в свою очередь в значительной степени зависят от почв.

Почвы определяют севообороты сельскохозяйственных культур, состав, устойчивость, продуктивность и возобновление лесов, так как они отличаются физико-химическими свойствами, содержат разное количество воды и питательных веществ, в них по-разному протекают сложные физические, химические и биологические процессы.

История знаний о почве насчитывает несколько тысячелетий и тесно связана с развитием земледелия и всей цивилизации. Об этом довольно подробно изложено советским ученым И. А. Крупениковым в книге «История почвоведения» (1981) [18].

Первичные сведения о почвах, их свойствах, плодородии и способах обработки появились уже в эпоху неолита (новый каменный век) около 10 тыс. лет назад, когда от собирательства и охоты человек перешел к земледелию.

В течение нескольких тысяч лет до нашей эры человек становится уже опытным земледельцем, создает орошаемое земледелие, сложные оросительные и осушительные системы. Это стало возможным после осознания человеком разнообразия почв, их пригодности и способов улучшения для выращивания растений.

Выдающийся представитель античной агрономии Луций Юний Модерат Колумелла (I в. н. э.) написал трактат «О сельском хозяйстве», состоящий из 12 книг и представляющий собой подлинную сельскохозяйственную энциклопедию. В ней приводятся самые разнообразные сведения о почвах разных мест, их плодородии, классификации, обработке, удобрении. Используя в различных сочетаниях ряд категорий влажности (мокрая, влажная, сухая), тучности (тощая, средняя, жирная), плотности, каменистости и цвета, Колумелла создал логическую легко запоминающуюся классификацию почв.

Колумелла предложил и классификацию удобрений – первую в истории науки. Он различал пять их основных категорий: навоз, минеральное удобрение, зеленое удобрение (сидерация), компост, удобрение «земли – землей». Минеральное удобрение – зола, а компост – смесь листьев, перегнойной земли, папоротника, дворового мусора, нечистот, золы. Песчаные места (почвы) он рекомендовал улучшать внесением глины, а глинистые – песка. Принцип применения удобрений: «гораздо выгоднее для хозяина удобрять почву чаще, чем это делать без меры».

Он указывал путь сохранения и приумножения плодородия почвы: правильный подбор культур для каждой почвы; должная обработка с

учетом местных особенностей; удобрения разных видов. Огромное значение Колумелла придавал глубокой вспашке, особенно для хлебов и плодовых деревьев, но с учетом свойств почв и их изменения по профилю. Он выступал против «маленьких сошников и сошек», а настаивал на хороших плугах с металлическими отвалами и писал, что в хозяйстве следует держать «рослых животных», которые могли бы тянуть такие плуги.

У Колумеллы можно найти советы, как осушать избыточно увлажненную землю с помощью дренажа и почему следует окружать поля полосами из деревьев. По Н. А. Крупеникову: «Нам представляется, что Колумелла – это Докучаев античного мира». Такая высокая оценка – это не только дань гениальности Колумеллы, но и свидетельство обширности знаний о почве и земледелии в столь далекое от нас время.

Последующий период знаний о почве характеризуется детализацией изучения отдельных вопросов, в том числе и посредством проведения экспериментов.

Значительное место в истории науки о почве занимает великий русский ученый М. В. Ломоносов (1711–1765). В трактате «О слоях земных» (1763) он называет почву особым геобиологическим телом, образовавшимся «долготою времени» в результате воздействия выветривания и живых организмов на горные породы. Перегной он называет важнейшей составной частью почвы и указывает на его растительное и животное происхождение. Ломоносову принадлежат высказывания о водной эрозии почв, о зональности природы (степи, леса лиственные и хвойные, тундры). Он указывал на необходимость «исправления земледелия» (улучшения почв), «сбережения лесов», «предзнания погод» для правильного ведения сельского хозяйства. Известный советский естествоиспытатель академик В. И. Вернадский (1863–1945) считал Ломоносова не только первым русским почвоведом, но и первым почвоведом вообще.

В начале XIX в. появились неопровержимые экспериментальные доказательства роли атмосферной кислоты и солей почвы в питании растений. Попытки выращивания растений в атмосфере, лишенной CO<sub>2</sub>, вызывали их гибель; водные культуры с солями в растворе, но при полном отсутствии гумуса, оказались, напротив, вполне эффективными. Начало преобладать направление минерального питания растений.

Известнейшим сторонником теории минерального питания растений был немецкий химик Ю. Либих (1803–1873). Он утверждал, что

«урожаи полевых культур понижаются или повышаются в точной пропорции к уменьшению или увеличению количества минеральных веществ, вносимых в почву с удобрениями». Отсюда были выведены два кардинальных с точки зрения Либиха «закона»: «закон минимума» и «закон полного возврата».

Однако профессор Московского университета Я. А. Лиюнский подверг критике многих ученых (в том числе Либиха) за то, что они «не обнимают и не могут обнять надлежащим образом всех тех явлений, от которых зависит плодородие почв – способность, изменяющаяся беспрестанно от большей или меньшей сырости земли, действия климата, свойства навозов, системы хозяйства, метеорологических и тысячи других обстоятельств». Одна химия, как бы она ни была важна, не в состоянии решить эти вопросы, а Либих «перешел к последней крайности», отрицая для земледелия значение органических удобрений и даже самой почвы.

Несмотря на впечатляющие успехи в развитии знаний о почве, приходящиеся на период 1800–1870 гг., еще не оформился научный взгляд на происхождение почвы, не существовало еще и самого почвоведения, хотя уже были сделаны крупные фрагменты науки о почве.

Создателем генетического почвоведения (от греч. *geneticos* – относящийся к происхождению) как науки является русский ученый В. В. Докучаев (1846–1903). Основные положения генетического почвоведения и понятие «почва» изложены в монографии Докучаева «Русский чернозем», опубликованной в 1883 г. Он выдвинул и обосновал представление о факторах почвообразования и показал необходимость изучения почвы с точки зрения ее происхождения, в тесной связи с окружающими условиями, что явилось началом географического направления в почвоведении.

Идеи и взгляды Докучаева на почву и почвообразование явились основой углубленного изучения почв его учениками и последователями. В результате дифференцирования знаний о почве возникли агрономическое, химическое и биогеохимическое направления в почвоведении.

Первое объемное изучение почв Белоруссии проведено Я. Н. Афанасьевым (1877–1938), результаты его изложены и опубликованы в 1926 г. в труде «Почвы Белоруссии как естественные ресурсы производительных сил страны». Он предложил классификацию почв республики, построенную по эволюционному принципу сочетания подзолистого, лугово-дернового и болотного процессов. Им разработана классификация почв по механическому (гранулометрическому) составу, в которой наравне с другими группами почв, выделялись супеси легкие

(содержание физической глины от 10 до 15%) и супеси (то же от 15 до 25%). Этой классификацией, детализированной Н. А. Качинским, почвоведы пользуются и теперь.

Довольно подробная историческая справка о почвенных исследованиях в Белоруссии приведена в коллективной монографии «Почвы Белорусской ССР» (1974). В ней описаны условия почвообразовательных процессов, дана характеристика химического и минералогического состава, физических и агрохимических свойств основных почвенных групп, рассматривается их генезис и классификация, приводятся данные бонитировки почв и намечены пути рационального использования земель на основе максимального повышения почвенного плодородия.

В 1989 г. опубликована коллективная монография «Оценка плодородия почв Белоруссии», в которой приведены итоги земельно-оценочных работ по всем колхозам, совхозам и областям республики и рекомендованы способы практического применения результатов качественной оценки земель в сельскохозяйственном производстве. В 2003 г. опубликован «Номенклатурный список почв Беларуси для целей крупномасштабного картографирования».

Нельзя сказать, что знания о почвах являются полными. Следует глубже изучать взаимосвязи почв с лесными и сельскохозяйственными фитоценозами, закономерности эволюционного развития почв, изменения почв и их свойств при антропогенном воздействии, значение почвенного покрова в поддержании должного экологического равновесия, а также разрабатывать на основе научных исследований удобные в использовании практические рекомендации для лесохозяйственного производства и сельского хозяйства.

## **Глава 19. ФАКТОРЫ И ПРОЦЕССЫ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ**

### **19.1. Почвообразовательный процесс и факторы почвообразования**

Почва является результатом протекающего в природе почвообразовательного процесса. *Почвообразовательный процесс*, или *почвообразование*, – это процесс зарождения и эволюции (медленного, постепенного изменения) почвы под влиянием факторов почвообразования,

изменчивость которых во времени и пространстве обуславливает формирование разнообразных типов почв. Под *факторами почвообразования* понимаются внешние по отношению к почве компоненты природной среды, под воздействием и при участии которых формируется почвенный покров земной поверхности.

Основоположник генетического почвоведения В. В. Докучаев впервые установил, что почва является самостоятельным природным телом и ее формирование есть сложный процесс взаимодействия пяти природных факторов почвообразования: климата, рельефа, растительного и животного мира, почвообразующих пород и возраста страны (времени). В настоящее время в связи с интенсификацией народного хозяйства активное влияние на естественный процесс почвообразования оказывает человек своей хозяйственной деятельностью.

Каждый из указанных факторов играет определенную роль и оказывает соответствующее воздействие на образование почв, и в этом смысле они равнозначимы. Любая территория на поверхности суши распадается естественно на отдельные участки, которые отличаются друг от друга по микроклимату, водному режиму, геологическому строению, растительности и другим условиям. В результате изменяется процесс почвообразования и формируются соответствующие почвенные виды и разновидности. Поэтому при изучении процессов почвообразования, также как и других процессов, происходящих в биосфере, необходим дифференцированный подход, т. е. вычленение из ряда взаимосвязанных и взаимодействующих факторов тех из них, которые занимают в данном явлении лидирующее положение.

**Климат как фактор почвообразования.** Для познания природы почвенных процессов важнейшее значение имеют климатические показатели, характеризующие температурные условия и увлажнение, поскольку с ними тесно связаны водно-температурный режим почв и биологические процессы. К таким показателям в первую очередь относятся показатели вегетационного периода, когда в почве протекают наиболее активные процессы. Поскольку почвенные процессы не прекращаются полностью после вегетации, определенное значение имеют и среднегодовые (общие) климатические показатели, и показатели межвегетационного периода (осень, зима).

Главным источником энергии для биологических и почвенных процессов является солнечная радиация, а основным источником увлажнения – атмосферные осадки. Солнечная радиация поглощается

земной поверхностью, а затем постепенно излучается и нагревает атмосферу. Влага осадков, попадая в почву, поглощается растениями и возвращается в атмосферу посредством транспирации и в результате физического испарения. Так устанавливается постоянный тепло- и влагообмен между почвой и атмосферой.

Климат оказывает прямое и косвенное влияние на почвообразование. Прямое влияние сказывается в непосредственном воздействии элементов климата (увлажнение почвы влагой осадков и ее промачивание, нагревание и охлаждение и т. п.). Косвенное влияние проявляется через воздействие климата на растительный и животный мир с последующим изменением процесса почвообразования.

Разносторонняя роль климата как фактора почвообразования проявляется в следующем:

1) климат является важным фактором развития биологических и биохимических процессов. Определенное сочетание температурных условий и увлажнения обуславливает тип растительности, темпы создания и разрушения органического вещества, состав и интенсивность деятельности почвенной микрофлоры и фауны;

2) климат, преломляясь через свойства и состав почвы, оказывает огромное влияние на водно-воздушный, температурный и окислительно-восстановительный режимы почвы;

3) с климатическими условиями тесно связаны процессы превращения минеральных соединений в почве (направление и темп выветривания, аккумуляция продуктов почвообразования и др.);

4) климат оказывает большое влияние на процессы ветровой и водной эрозии почв.

**Рельеф как фактор почвообразования.** Значение рельефа в формировании почв и развитии почвенного покрова велико и разнообразно. Рельеф выступает как главный фактор перераспределения солнечной радиации и осадков в зависимости от экспозиции и крутизны склонов и оказывает влияние на водный, тепловой, питательный, окислительно-восстановительный и солевой режимы.

На равнинных участках распределение атмосферных осадков, тепла и света всюду будет одинаковым; наоборот, большая пестрота в этом отношении наблюдается в гористой или холмистой местности.

Пониженные участки, котловины и западины в большей мере увлажнены, чем склоны и повышения; южные склоны получают больше тепла и света, чем северные. Таким образом, особенности рельефа

местности изменяют характер воздействия климата на процесс почвообразования.

Такого рода преломление климатических показателей в конкретных условиях рельефа той или иной местности создает микроклиматы, т. е. климаты на незначительных участках: в ложбинах, по склонам, вершинам и т. д. Особенно выражено влияние микрорельефа на рост и развитие древесных пород в условиях обильной обводненности (на болотах), где древесные породы поселяются только на кочках.

**Организмы и их роль в почвообразовании.** При совместном воздействии организмов в процессе их жизнедеятельности, а также за счет продуктов жизнедеятельности осуществляются важнейшие звенья почвообразования – синтез и разрушение органического вещества, избирательная концентрация биологически важных элементов, разрушение и новообразование минералов, миграция и аккумуляция веществ и другие явления, составляющие сущность почвообразовательного процесса и определяющие формирование главного свойства почвы – плодородия. В почвообразовании участвуют три группы организмов – зеленые растения, образующие сообщества (растительность), микроорганизмы и животные.

*Растительность* является важнейшим фактором почвообразования. Зеленые растения ежегодно создают на Земле миллиарды тонн органического вещества. Часть этого вещества поступает в почву, где подвергается процессу разложения до исходных минеральных веществ. Так совершается биологический круговорот веществ, следствием которого является аккумуляция потенциальной энергии и элементов азотного и зольного питания растений в поверхностных слоях земной коры, что обуславливает формирование почвы и ее основного свойства – плодородия.

*Микроорганизмы*, или *микробы*, – это мельчайшие преимущественно одноклеточные организмы, видимые только в микроскоп. К ним относятся бактерии, микроскопические грибы и водоросли, а также простейшие. Общее количество микроорганизмов в почве исчисляется миллионами и миллиардами в 1 г. Так, в дерново-подзолистой почве их содержится от 600 до 1000 млн. в 1 г почвы, а в черноземах, наиболее богатых гумусом, – до 2500–3000 млн. Однако из-за микроскопических размеров их биомасса в почве невелика и составляет не более 2 т сухого вещества на 1 га.

Основными микроорганизмами в почве являются *бактерии*. Их количество в зависимости от типа почвы колеблется от 300 до 3000 млн. в 1 г.

В зависимости от способа питания они делятся на гетеротрофные и автотрофные. *Гетеротрофные* бактерии осуществляют один из главнейших для каждой почвы процессов – разложение органических остатков до простых минеральных соединений, которое развивается в зависимости от характера воздушного режима в аэробных или анаэробных условиях. *Аэробные* бактерии осуществляют окисление белков, жиров, углеводов и других сложных органических соединений до аммиака, воды и углекислого газа. *Анаэробные* бактерии вызывают процессы разложения компонентов растительных и микробных клеток также до простых, но недоокисленных органических, а затем минеральных соединений.

*Автотрофные* бактерии осуществляют в почве процесс окисления недоокисленных минеральных соединений, образующихся в процессе деятельности гетеротрофов. Из автотрофов важное значение имеют аэробные нитрифицирующие бактерии. Процесс окисления ими аммиачных солей до нитратов называется *нитрификацией*. В процессе нитрификации образующаяся азотная кислота, соединяясь с основаниями, находящимися в почве, дает нитраты, которые используются растениями в качестве азотной пищи. Нитраты хорошо растворяются в воде и поэтому легко вымываются в более глубокие слои почвы и за ее пределы.

*Грибы* являются сапрофитными гетеротрофными организмами. Они встречаются во всех почвах (до 1 млн. на 1 г почвы). Грибы, имея ветвящийся мицелий, густо переплетают органические остатки. В аэробных условиях они разлагают клетчатку, лигнин, жиры, белки и другие органические соединения. Многие почвенные грибы образуют на поверхности корней растений *микоризу*. Установлено, что некоторые зеленые растения, особенно из древесных пород, лишённые микоризы, развиваются слабо или совершенно не растут. Поэтому при разведении древесных пород на новых местах в почву вносят соответствующую микоризу (путем обогащения микоризной землей или применением специальных микоризных препаратов).

*Водоросли* – хлорофиллоносные микроорганизмы. Распространены во всех почвах, преимущественно в поверхностном слое. Водоросли активно участвуют в процессах выветривания горных пород и в первичном процессе почвообразования.

*Простейшие* – одноклеточные животные (жгутиковые, корненожки, инфузории), являются аэробными организмами. Считают, что они

питаются почвенными бактериями. Но среди них имеются и сапрофиты (жгутиковые), которые питаются растворенными органическими веществами растительных остатков. Вопрос о роли простейших в почвенных процессах пока не выяснен.

*Животные*, принимающие активное участие в жизни почвы, составляют почвенную фауну. К ним относятся различные представители беспозвоночных и позвоночных животных. Функции почвенных животных в процессе почвообразования важны и разнообразны. Одна из них – разрушение, измельчение и поедание органических остатков на поверхности почвы и внутри нее, что существенно ускоряет биологический круговорот.

Среди беспозвоночных животных особенно большая роль в процессах почвообразования и создания плодородия почвы принадлежит дождевым червям. Прodelывая многочисленные ходы и норки, они улучшают физические свойства почвы: повышают ее пористость, аэрацию, влагоемкость и водопроницаемость. На площади в 1 га черви ежегодно пропускают через свой кишечник в разных почвенно-климатических зонах от 50 до 600 т мелкозема. Вместе с минеральной массой при этом поглощается и перерабатывается огромное количество органических остатков. В среднем экскременты червей (копролиты) составляют до 25 т/га в год. За год дождевые черви способны переработать до 100 т листьев и перемешать 120–130 т земли на каждом гектаре.

Существенное влияние на почвообразовательный процесс оказывают живущие в почве насекомые (жуки, муравьи, термиты и др.), относящиеся к беспозвоночным животным. Прodelывая в почве многочисленные ходы, они ее разрыхляют и улучшают физические свойства, размельчают растительные остатки, питаются ими, тем самым изменяя их и ускоряя биологический круговорот.

К позвоночным животным относятся кроты, мелкие и крупные грызуны, лисы, барсуки, которые роют в почве ходы и норы.

Переработанное почвенной фауной органическое вещество является прекрасной средой для поселения почвенных микроорганизмов. Микроорганизмы, беспозвоночные и позвоночные животные активно разрушают органическое вещество, минерализуют его, обеспечивая круговорот элементов питания, без которого невозможен почвообразовательный процесс.

**Роль материнской породы в почвообразовании.** *Материнской*, или *почвообразующей*, породой называется горная порода, залегающая

непосредственно под органогенным горизонтом (лесной подстилкой, торфяным горизонтом) и расчлененная на генетические горизонты в результате длительного процесса почвообразования. *Подстилаящая* порода – это горная порода, залегающая под материнской породой, отличающаяся от нее по составу, свойствам и не охваченная процессом почвообразования.

Материнская порода является материальной основой почвы и передает ей свой гранулометрический, минералогический и химический состав, а также физические и химические свойства, которые в дальнейшем постепенно изменяются в различной степени под воздействием почвообразовательного процесса.

Свойства и состав материнских пород влияют на состав поселяющейся растительности, ее продуктивность, скорость разложения растительных остатков, качество образующегося гумуса, особенности взаимодействия органических веществ с минеральными и на другие стороны почвообразовательного процесса.

Поэтому на разных породах в одних и тех же условиях климата, рельефа могут формироваться разные почвы. Так, на карбонатных породах в таежно-лесной зоне образуются почвы с хорошо развитым гумусовым горизонтом, а на кислых – слабогумусированные подзолистые почвы. В условиях засушливого климата засоленные материнские породы являются причиной развития засоленных почв.

Следовательно, материнские породы влияют на направление и скорость почвообразовательного процесса. От них зависят формирование и уровень почвенного плодородия, а также условия использования почв в сельском и лесном хозяйстве.

**Возраст почв.** Природный процесс почвообразования имеет определенную протяженность во времени. Поэтому существенное значение в жизни и эволюции почв имеет их возраст. Различают абсолютный и относительный возраст почв.

Под *абсолютным возрастом* почв понимают промежуток времени, прошедший с момента возникновения той или иной почвы до настоящей стадии ее развития. Абсолютный возраст почвы неразрывно связан с возрастом страны. Чем раньше та или иная страна или местность освободилась из-под водного или ледникового покрова и чем раньше, следовательно, материнские породы данной местности стали претерпевать процессы почвообразования, тем больший возраст будут иметь почвы. И наоборот, более молодыми по возрасту будут те почвы,

которые сформировались на материнских породах, где почвообразовательный процесс в силу тех или иных геологических причин начался относительно позже. Так, северную часть Беларуси занимают наиболее молодые почвы, сформировавшиеся в течение 10 тыс. лет после Поозерского оледенения. Возраст почв средней части Беларуси значительно больший, так как их формирование началось примерно 110 тыс. лет назад после Сожского оледенения. Южная часть Беларуси вне зоны затопления талыми ледниковыми водами представлена наиболее старыми почвами, где процесс почвообразования протекает около 250 тыс. лет после Днепровского оледенения. Еще больший возраст имеют черноземы южных степей, где оледенения не наблюдалось.

Ледник оставляет после себя перепаханную, промытую потоками ледниковых вод территорию, лишенную какой-либо растительности. Естественно, что процесс почвообразования на данной территории может осуществляться только лишь после ухода ледника. Поэтому возраст наших северных почв значительно меньше по сравнению с южными почвами. Совсем молодыми будут почвы, формирующиеся на современных аллювиальных отложениях по долинам рек, на отменях и в местах периодического смыва и наноса.

Однако в пределах любых частей суши, которые одновременно освободились от ледникового или водного покрова и имеют, следовательно, одинаковый абсолютный возраст, почвы отнюдь не всегда будут проходить в каждый данный момент одну и ту же стадию развития. Причина этого явления может обуславливаться как неоднородностью почвообразующих пород, так и различиями в рельефе, а также другими местными условиями, создающими разные направления и скорость биологических и геологических процессов на разных участках абсолютно разновозрастной территории.

При наличии этих условий темп и качество почвообразовательного процесса на отдельных участках данной территории будут неодинаковы, и почвенный покров в связи с этим будет представлен здесь почвами на разных стадиях развития. Различие в стадиях развития почв на одной общей территории, имеющей одинаковый абсолютный возраст, называется *относительным возрастом* почв.

Проявление относительного возраста почв широко встречается в природе, особенно в областях с неровным рельефом, с разнообразными почвообразующими породами и растительностью, непосредственно влияющими на направление и скорость развития почвообразовательного процесса.

### **Влияние хозяйственной деятельности на почвообразование.**

В результате хозяйственной деятельности природные почвы подвергаются значительным изменениям. В наибольшей степени эти изменения проявляются на пахотных угодьях в сельском хозяйстве. Интенсивная обработка почв, глубокое плантажирование, органические и минеральные удобрения приводят не только к изменению химических, физических и биологических свойств почв, но и к изменению их внешнего морфологического облика. Под воздействием процесса окультуривания почв меняется их водный, воздушный, пищевой и другие режимы. Уничтожая сложившиеся устойчивые природные экологические системы (леса, луга, степи и т. д.) и заменяя их на менее устойчивые агроэкосистемы, человек тем самым способствует изменению почвообразовательного процесса.

Деятельность человека направлена на создание культурных, высокоплодородных почв там, где они обладают низким природным плодородием, и на поддержание высокого плодородия там, где их естественное плодородие велико, но исчерпаемо.

Большие площади плодородных земель отторгаются при строительстве населенных пунктов, промышленных объектов, при открытых способах добычи полезных ископаемых, прокладке трубопроводов, сооружении транспортных магистралей, линий электропередач. Бережное отношение к почве как ценнейшему национальному богатству требует обязательной рекультивации (восстановления) техногенно нарушенных участков почвенного покрова, воссоздания природных ландшафтов с учетом более рационального использования и организации территории.

В лесном хозяйстве при выращивании посадочного материала в питомниках и в подсобном хозяйстве при выращивании сельскохозяйственных растений степень воздействия на почву можно сравнить с воздействием на пахотных сельскохозяйственных угодьях. Определенное изменение почв и почвообразовательных процессов наблюдается и при проведении лесохозяйственных мероприятий, при рекреации и пастбище скота, в результате лесных пожаров и т. д.

## **19.2. Процессы почвообразования**

В процессе выветривания горные породы приобретают определенные свойства (пористость, водо- и воздухопроницаемость и др.), благоприятствующие формированию из них почв. Рыхлая горная порода,

образующаяся в результате выветривания, остается на месте своего образования или же переотлагается водными и ветровыми потоками и силой гравитации и является благоприятным субстратом для поселения сначала низшей, а потом и высшей растительности и животных и для последующего интенсивного развития почвообразования.

Почвообразовательный процесс начался с появления жизни на поверхности суши, с воздействия на горную породу простейших организмов, которыми были, видимо, бактерии и водоросли. С их воздействием на горную породу начался первичный почвообразовательный процесс. Отмирающие первичные микроорганизмы обогащали выветривающуюся горную породу органическим веществом и создавали необходимые условия для развития других групп организмов (грибы, хвощовые, плауновые, папоротники, мхи и, наконец, покрытосеменные растения).

С появлением высших растений с мощной корневой системой, проникающей вглубь породы и охватывающей большие ее объемы, почвообразовательный процесс усиливался. Вместе с растительностью почву заселяли и животные организмы. В результате жизнедеятельности растений и животных происходило накопление органических остатков и гумуса, в которых концентрировались элементы зольной и азотной пищи растений. С накоплением органического вещества в минеральных почвах улучшался водный режим. Так постепенно из бесплодной горной породы развивалась почва.

По определению А. А. Роде, *почвообразовательным процессом* называется совокупность явлений превращения и передвижения веществ и энергии, протекающих в почвенной толще. Агентами почвообразования являются живые организмы и продукты их жизнедеятельности, вода, кислород воздуха и углекислый газ. Процесс почвообразования происходит в течение сотен и тысяч лет под воздействием факторов почвообразования и представляет собой совокупность отдельных явлений, протекающих в почвенной толще. В связи с пространственным и временным изменением факторов почвообразования эти явления носят изменчивый характер. В результате формируются почвы, отличающиеся по строению, свойствам и плодородию. Данное обстоятельство служит основанием для выделения отдельных процессов почвообразования.

На территории Беларуси протекают в основном три процесса почвообразования: подзолистый, дерновый и болотный. Сущность этих процессов, их особенности и сопутствующие им условия почвообразования целесообразно рассмотреть при характеристике различных типов почв.

## Глава 20. МОРФОЛОГИЯ ПОЧВ

Под *морфологией почв* понимается учение о морфологических свойствах и признаках почв, т. е. о таких их внешних признаках, которые воспринимаются при помощи наших чувств, главным образом зрения, в меньшей степени осязания и изредка обоняния.

Основы учения о морфологии почв были заложены В. В. Докучаевым, но подробно оно было разработано профессором С. А. Захаровым.

Для морфологического описания почвы выкапывается почвенный шурф (яма). В плане он имеет вид прямоугольника, длина которого равна обычно глубине (2 м), а ширина – около 0,8 м. При выкопке шурфа одна из узких стенок делается вертикальной на полную глубину. С противоположной стороны шурфа устраиваются ступеньки через каждые 0,5 м глубины для входа и выхода из шурфа.

Нетрудно заметить, что почвенная толща по глубине неоднородна и по морфологическим признакам ее можно разделить на отдельные слои – горизонты. *Генетические почвенные горизонты* – это формирующиеся в процессе почвообразования однородные обычно параллельные земной поверхности слои почвы, составляющие почвенный профиль и различающиеся между собой по морфологическим признакам, составу и свойствам. *Почвенный профиль* – это определенная вертикальная последовательность генетических горизонтов, на которые расчленяется материнская горная порода в процессе почвообразования. *Почвенным разрезом* называется вертикальная стенка шурфа (ямы), вскрывающая профиль почвы.

Морфология почв имеет большое значение для их познания. По морфологическим признакам можно отличить почву от горной породы, одну почву от другой, а также по ним можно судить о направлении и степени выраженности того или иного почвообразовательного процесса и в конечном счете о плодородии почвы.

К главным морфологическим признакам почв относятся: строение почвы, мощность почвы и отдельных ее горизонтов; окраска; гранулометрический и ботанический состав; структура; сложение; новообразования и включения. При морфологическом описании почв указываются также влажность почвы, характер освоения почвенного профиля корневой системой растений, особенности перехода одного горизонта в другой и др.

Выкопка почвенного шурфа и описание почвенного профиля необходимы для определения разновидности почвы с последующим



составлением почвенной карты. *Почвенная карта* представляет собой план определенной территории, на котором специальной раскраской обозначены участки с одинаковыми почвенными разновидностями. Почвенные карты используются для планирования сельскохозяйственных и лесохозяйственных мероприятий, при проведении которых требуется учитывать почвенно-грунтовые условия.

**Генетические горизонты почв и их мощность.** Верхняя часть почвенного профиля лесных почв представлена *органогенным*, т. е. сложением из растительных остатков, горизонтом с зольностью меньше 50%. В зависимости от условий увлажнения и мощности данного горизонта различают *лесную подстилку* ( $A_0$ ) до 15 см и *торфяной горизонт* ( $T$ ) больше 15 см. Обычно слаборазложившиеся органические остатки, находящиеся на поверхности торфяного горизонта (на болотах), также относят к горизонту  $A_0$ , отмечая его мощность в данном случае 1–3 см.

Остальные горизонты лесных почв являются *минеральными*, так как содержат преобладающее количество минеральных частиц. Непосредственно под лесной подстилкой залегает горизонт  $A_1$  – *гумусовый*. Данный горизонт формируется в результате протекания в почвах дернового процесса почвообразования, основной особенностью которого является образование гумуса. Наличие гумуса придает черный оттенок горизонту и окраска в зависимости от содержания гумусовых веществ может изменяться от светло-серого до почти черного цвета.

В лесных почвах кроме дернового протекает подзолистый процесс почвообразования, в результате которого формируется *подзолистый горизонт* ( $A_2$ ). Он отличается белесой (цвет печной древесной золы) окраской. При слабом процессе оподзоливания сплошной горизонт не образуется, и тогда подзолистый горизонт не выделяется.

На сельскохозяйственных угодьях, подвергающихся периодической обработке почвы, верхняя часть почвенного профиля представлена *пахотным горизонтом* ( $A_n$ ).

Поскольку почвы Беларуси формируются в результате дернового и подзолистого процессов почвообразования, они называются *дерново-подзолистыми*. Характерной особенностью этих почв является передвижение водорастворимых веществ с током гравитационной влаги из верхней части почвенного профиля в нижние слои. Этот процесс носит односторонний характер, т. е. горизонты  $A_1$  и  $A_2$  подвергаются вымыванию и поэтому называются *элювиальными*.

В дерново-подзолистых почвах под горизонтом  $A_1$  или  $A_2$ , если он имеется, залегает *иллювиальный горизонт* ( $B$ ), называемый еще *горизонтом вымывания*. Он отличается желтой окраской и превосходит по мощности другие горизонты почвенного профиля. Желтый оттенок этому горизонту придают окисные соединения железа, вымываемые из верхних горизонтов. Чем больше таких веществ отлагается, тем сильнее проявляется желтый оттенок иллювиального горизонта. Иллювиальный горизонт может разделяться на горизонты  $B_1$ ,  $B_2$  и т. д. Такое разделение целесообразно в том случае, если отдельные слои горизонта  $B$  отличаются по гранулометрическому составу.

В почвах Беларуси довольно часто происходит оглеение, являющееся составной частью болотного процесса почвообразования. Морфологически оглеение выявляется по зеленоватой или голубоватой окраске, которая обусловлена наличием образующихся при оглеении вторичных глинистых минералов (алюмоферросиликатов). Если на общем фоне какого-либо горизонта оглеение проявляется в виде пятен, такие горизонты называют *глееватыми* или раскисленными и обозначают обычной для них буквой, а оглеение – в виде индекса латинской буквой *g*. Например,  $B_g$  означает иллювиальный горизонт с пятнами оглеения.

При значительном накоплении вторичных алюмоферросиликатов почвенные горизонты сплошь окрашены в зеленоватые или голубоватые тона и называются *глеевыми* ( $G$ ). Они характеризуются более плотной «упаковкой» почвенных частиц, отличаются повышенными значениями плотности, а их пористость уменьшается до предельно малой величины (26%).

На автоморфных, а также на полугидроморфных и даже гидроморфных почвах, но легкого гранулометрического состава (песчаные и супесчаные), глеевые горизонты, как правило, не образуются, а иллювиальный горизонт подстилается горизонтом  $C$  (*мало измененная процессами почвообразования материнская горная порода*).

Между горизонтами  $B$  и  $C$  нет четкой границы из-за постепенного затухания с глубиной процессов почвообразования. Обычно горизонт  $C$  выделяется по окраске слоев почвенного профиля. Менее насыщенная окраска по сравнению с иллювиальным горизонтом свидетельствует о слабом проявлении процессов почвообразования и служит основанием для выделения горизонта  $C$ .

*Подстилающая горная порода* (горизонт  $D$ ) выделяется в том случае, когда почвенные горизонты образовались на одной горной

породе, а ниже лежит порода с другими свойствами. В дерново-подзолистых почвах Беларуси горизонт **D** выделяется при близком залегании к дневной поверхности ледниковых, или моренных, отложений. Морена отличается от остальной почвенной толщи несортированностью материала, наличием гальки (частицы от 3 до 10 мм) и валунов (частицы больше 10 мм). В зависимости от глубины залегания морены горизонт **D** может подстилать непосредственно горизонт **B** или горизонт **C**. Наличие в почвенном профиле морены, особенно суглинистой, когда она подстилает песчаную материнскую породу, оказывает определенное влияние на водно-воздушный режим почвенной толщи и, следовательно, на структуру и продуктивность древесного яруса лесных насаждений, на урожай сельскохозяйственных растений.

На гидроморфных почвах в связи с избыточным увлажнением в верхней части почвенного профиля формируется органогенный горизонт, называемый *торфяным* (**T**) и являющийся следствием процесса торфообразования. Почвы, формирующиеся под влиянием процесса торфообразования, называются *торфяно-болотными*. В зависимости от характера преувлажнения они подразделяются на типы (низинные, переходные, верховые), а по мощности торфяного горизонта – на *торфянисто-болотные* (15–50 см), торфяно-болотные *маломощные* (50–100 см), торфяно-болотные *среднемощные* (100–200 см) и торфяно-болотные *мощные* (больше 200 см). По морфологическим признакам торфяной горизонт может подразделяться на **T<sub>1</sub>**, **T<sub>2</sub>** и т. д.

Перед описанием почвенного профиля на разрезе заостренной палочкой или лезвием ножа проводятся границы горизонтов. *Мощность горизонта* – это его протяженность на почвенном разрезе по вертикали. Мощность горизонтов измеряется с точностью 1 см с указанием верхней и нижней границ, например **A<sub>1</sub>** (3–18 см).

**Окраска почвы.** *Окраска*, или *цвет*, почвы – наиболее доступный, и прежде всего бросающийся в глаза морфологический признак. Это существенный показатель процессов, происходящих в почве, и принадлежности ее к тому или иному типу. Недаром многие почвы получили название в соответствии со своей окраской – подзол, чернозем, серозем, желтозем и т. д.

В окраске почвы ярко отражаются особенности почвообразовательного процесса. Поэтому наблюдения за окраской, за изменением цветовых оттенков в различных почвах, а также в одной и той же почве, но в разных ее горизонтах могут дать много для понимания сущности происходящих в почве процессов и для раскрытия происхождения почв.

Цвет почвы и интенсивность окраски очень разнообразны. Из всего многообразия выделяют четыре группы соединений, определяющих цвет почвы: а) органические и перегнойные вещества, которые придают горизонтам черный цвет; б) соединения оксидов железа, окрашивающие почвы в красный цвет; в) соединения кремнезема, кальция, придающие почве белый цвет; г) недоокисленные соединения в условиях избытка влаги, окрашивающие почвенные горизонты в зеленоватые, голубоватые тона. На основе этих четырех групп соединений С. А. Захаров и В. П. Пашин построили стандартный ромб цвета почвы (рис. 56), который используется при описании почвенных профилей.

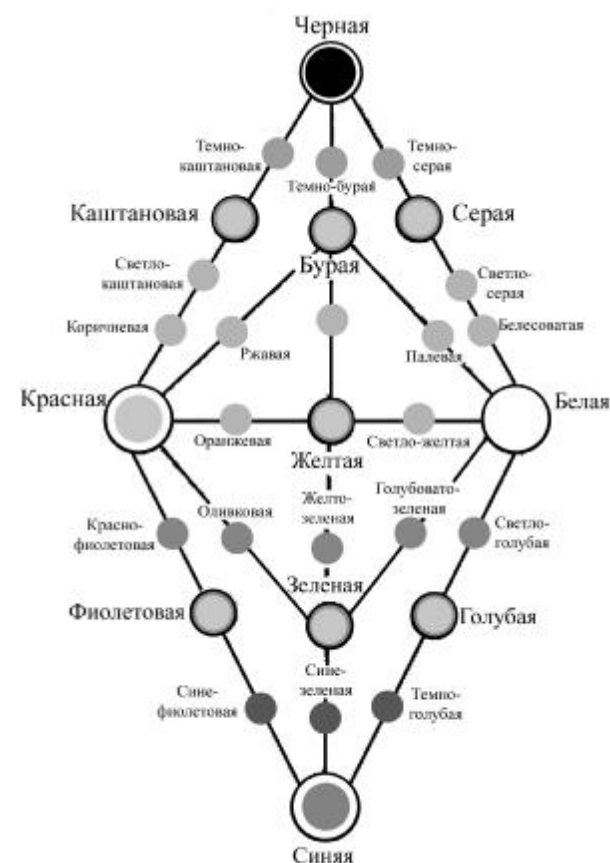


Рис. 56. Цвета почвы (по С. А. Захарову и В. П. Пашину)

В большинстве случаев окраска почв бывает неяркой, тусклой и ее обычно трудно охарактеризовать каким-нибудь одним цветом. Поэтому приходится указывать степень окраски (например, светло-бурая, темно-бурая), или отмечать оттенки (например, белесая с желтоватым оттенком), или называть промежуточные тона (серо-бурая, коричнево-серая).

Окраска почвы изменяется в зависимости от влажности (чем почва влажнее, тем окраска темнее), от степени измельченности почвы (при растировании почвы окраска обычно светлеет), от характера освещения.

**Ботанический состав органогенных горизонтов.** При описании ботанического состава указываются растения, из которых образовался органогенный горизонт. Ботанический состав в определенной степени обуславливает физические, химические свойства почв и в конечном счете их плодородие.

В связи с интенсивным разложением опада возраст лесных подстилок измеряется несколькими годами. Поэтому при полевом описании почвенных профилей для лесных подстилок ботанический состав достаточно указывать по произрастающим растениям (например, лесная подстилка из древесного и травяно-мохового опада, из елово-мохового опада, из соснового и травяно-мохового опада и т. д.).

На болотах набор видов растений, являющихся торфообразователями, зависит от условий увлажнения, складывающихся в верхнем так называемом деятельном слое торфяной залежи. С ростом торфяной залежи изменяются условия увлажнения деятельного слоя, флористический состав растительности и, следовательно, ботанический состав торфяного горизонта. Поэтому по ботаническому составу торфяной залежи можно судить об условиях образования болота и его развитии во времени, т. е. иметь представление о генезисе болота.

В полевых условиях ботанический состав торфа определяется глазомерно по окраске, сложению и морфологическим признакам растений-торфообразователей. Сфагновые торфы имеют волокнистую структуру с изменением окраски в зависимости от степени разложения от соломенно-желтой до красновато-бурой. Осоковый торф имеет цвет от светло-коричневого до бурого, а на изломе в нем хорошо заметны белесые волосовидные корешки осок. Тростниковый торф – грубоволокнистого сложения зеленовато-оливковой окраски с заметными лентообразными сплюснутыми корневищами шириной 1–1,5 см. В нем

иногда просматриваются трубковидные остатки стеблей. Для пушицевого торфа характерно волокнистое строение, темно-коричневый цвет и присутствие остатков пушицы в виде мочалообразных пучков. Окраска древесного торфа изменяется от светло-бурой до почти черной. Он легко крошится и имеет древесные остатки (кусочки коры, древесины и др.).

Существующие полевые методы определения ботанического состава торфа довольно несовершенны и требуют специальной подготовки. Наиболее точно ботанический состав определяется лабораторным методом по образцам торфа, взятым в полевых условиях. Для этого образец торфа размачивается в воде, промывается для удаления гумусовых веществ и просматривается под микроскопом с увеличением в 100–160 раз. Обнаруженные в образце остатки растений идентифицируются с образцами, приведенными в Атласе растительных остатков в торфах.

**Степень разложения органогенных горизонтов.** Под влиянием биохимических процессов часть органических веществ, из которых сложен органогенный горизонт, проходит довольно длительный путь превращений с образованием гумусовых веществ. Последние характеризуются уплотненными молекулами, обладают устойчивостью против дальнейшего разложения и поэтому накапливаются в почве. Чем больше содержится таких веществ в органогенном горизонте, тем выше степень разложения.

При полевом описании почвенных профилей для лесной подстилки целесообразно указывать три степени разложения: сильно-, средне- и слаборазложившаяся, ориентируясь при этом преимущественно на мощность данного органогенного горизонта.

В полевых условиях степень разложения торфа довольно точно определяется по его цвету, по характеру поведения образца торфа при сжатии в руке и по цвету отжимаемой воды (табл. 9). Более точно степень разложения торфа определяется лабораторными методами (гранулометрическим и микроскопическим).

**Гранулометрический (механический) состав почв.** Термины «гранулометрический» и «механический» являются синонимами, но первый из них используется обычно в англоязычной литературе, а второй чаще в русскоязычной. Гранулометрический состав является важным признаком при определении и изучении почвы. От него зависит водопроницаемость почвы, ее способность удерживать в себе влагу

(влагоемкость), оказывать сопротивление обрабатывающим орудиям и проникновению в почву корней растений и т. д.

От гранулометрического состава отчасти зависит и состав древесной растительности. Например, на песках чаще произрастает сосна, на суглинистых почвах – ель и лиственные породы и т. д. Из сельскохозяйственных растений рожь может произрастать на песчаных почвах, а лен предпочитает суглинистые почвы. Поэтому изучению гранулометрического состава уделяется большое внимание.

Гранулометрический состав определяется полевыми и лабораторными методами. По сравнению с лабораторными, полевые методы менее точные, но характеризуются меньшими затратами средств. В то же время в зависимости от цели изучения результаты полевого определения могут использоваться для планирования и проведения определенных мероприятий в сельском и лесном хозяйстве. Для полевого определения гранулометрического состава целесообразно использовать метод «зеркала», скатывания шарика и шнура.

Таблица 9

**Признаки для определения степени разложения торфа**

Степень и характер разложения торфа	Цвет торфа	Вода и ее цвет	Упругие и другие свойства
5–10%; почти неразложившийся	Желтый или светло-коричневый	Отжимается легко, совершенно или почти не окрашена	Сжатый торф пружинит, возвращаясь к первоначальному объему; руки не мажет и не продавливается между пальцами
10–30%; слаборазложившийся	Светло-коричневый или темно-желтый	Отжимается легко, мутноватая, желтая или коричневатожелтая	Заметная упругость после сжатия; между пальцами продавливается около 1/10 объема торфа; поверхность сжатого торфа шероховатая
30–50%; среднеразложившийся	Серо-коричневый или темно-коричневый	Отжимается плохо, каплями; мутная, темно-коричневая	Отжатый торф пластичен, почти не мажет руки; продавливается на 1/3 между пальцами
Более 50%; сильноразложившийся	Темно-черно-коричневый	Не отжимается	При сжатии мажет руку и продавливается между пальцами

При методе «зеркала» берется небольшой комочек воздушно-сухой почвы, помещается на выпуклую часть ладони левой руки и указательным пальцем правой руки втирается в кожу. При этом на ладони от частиц физической глины, вошедших в бороздки и поры кожи, образуется налет («зеркало»). Пески рыхлые обычно «зеркала» не образуют; у песков связных оно очень слабое, редкое, рассеянное, но все же заметное; у супесей – ясно заметное, но прерывистое; у легких суглинков – хорошо заметное, почти сплошное; у средних суглинков – сплошное.

При смачивании комочка почвы до полужидкой консистенции и растирании его на ладони можно, кроме того, определить суглинки тяжелые, которые густо смазывают руку, но еще заметны песчинки, а также глины, дающие однородную мажущую массу.

Следует учитывать, что гумусовые вещества маскируют «зеркало» и поэтому определение гранулометрического состава данным методом в гумусовом горизонте затруднительно.

При определении гранулометрического состава *скатыванием шарика* сырую или смоченную водой почву разминают и скатывают между ладонями в шарик диаметром 2–3 см, который затем раздавливают в тонкую лепешку. У песков рыхлых шарика не образуется; у песков связных он легко крошится; у супесей образуется, но имеет шероховатую поверхность и при расплющивании рассыпается; у суглинков имеет гладкую поверхность и при раздавливании образует лепешку с трещинами по краям; у глин – шарик с блестящей поверхностью, а лепешка без трещин.

Метод *скатывания почвы в шнур* и сворачивания последнего в колечко учитывает пластичность грунта и является наиболее приемлемым при определении гранулометрического состава. Почву смачивают и разминают пальцами до консистенции теста, когда вода из почвы не отжимается, а почва поблескивает от нее и мажется. Хорошо размятую почву скатывают между ладонями в шнур толщиной около 3 мм и сворачивают в колечко диаметром около 3 см. Если шнур не образуется – песок; зачатки шнура – супесь; шнур образуется, но дробится при раскатывании – легкий суглинок; шнур сплошной, но при свертывании кольцо распадается на дольки – суглинок средний; шнур сплошной, но кольцо с трещинами – тяжелый суглинок; шнур сплошной, кольцо цельное – глины.

При полевом определении гранулометрического состава лучше использовать одновременно два метода (например, метод шарика

и шнура), что несколько повысит точность определения. Но все же полевые методы до известной степени являются субъективными и обладают слабой разрешающей способностью, так как в лучшем случае ими можно определить только лишь почвенную разность (например, песок рыхлый, песок связный, супесь и т. д.). Однако в пределах одной разности урожай сельскохозяйственных растений и продуктивность древостоев могут значительно изменяться. Так, на связнопесчаных почвах по мере увеличения содержания частиц физической глины от 5 до 10% продуктивность сосновых древостоев возрастает от II до Ia бонитета. Поэтому результаты полевого определения гранулометрического состава почвы корректируются и дополняются известными лабораторными методами, которыми устанавливаются не только почвенные разности, но и содержание в почве различных фракций гранулометрического состава. Наиболее часто в лабораториях гранулометрический состав определяют методом двойного отмучивания А. Н. Сабанина, методом пипетки Н. А. Качинского или с помощью специальных приборов.

**Структура и сложение почвы.** *Структура* почвы – форма и размер структурных отдельных частей (агрегатов), на которые естественно распадается почва, а способность почвы распадаться на агрегаты называется ее *структурностью*. В зависимости от выраженности структуры различают *почвы структурные*, обладающие более или менее выраженной структурой, и *почвы бесструктурные*. К последним относятся в большинстве случаев песчаные почвы, в которых не содержатся или содержатся в незначительном количестве клеящие вещества – перегнойные и глинистые коллоидные частицы, обуславливающие возможность появления структуры.

Различают три основных типа структуры: 1) *кубовидную*, когда структурные отдельные части развиты более или менее равномерно по всем трем осям; 2) *призматическую*, когда структурные отдельные части вдоль вертикальной оси вытянуты значительно больше, чем вдоль двух горизонтальных осей; 3) *плитовидную*, когда структурные отдельные части вдоль вертикальной оси резко укорочены и развиты преимущественно в горизонтальном направлении. Типы структурных отдельных частей в свою очередь подразделяются по характеру их поверхности и по размерам. Так, среди кубовидной структуры различают глыбистую, комковатую, пылеватую, ореховатую и зернистую, а в зависимости от размеров структурных отдельных частей структура

может быть крупноглыбистая и мелкоглыбистая, крупнокомковатая и мелкокомковатая и т. д.

Структура имеет большое лесоводственное и агрономическое значение. Так, например, тяжелая глинистая почва, которая в бесструктурном состоянии обладает плохими физическими свойствами (повышенная влагоемкость, слабая аэрация и др.), при наличии водонепроницаемой структуры, обеспечивающей хорошую водопроницаемость и аэрацию, окажется одним из лучших субстратов для произрастания леса и выращивания сельскохозяйственных растений. Поэтому сохранение структуры в почве, где она имеется, или создание ее в бесструктурной почве является важной задачей, например, в лесных питомниках и на сельскохозяйственных угодьях.

*Сложение почвы* выражает степень ее плотности или рыхлости, а также характер ее пористости. Различают сложение почвы весьма плотное, когда почва не поддается лопате; плотное – почва с трудом поддается действию лопаты; рыхлое – лопата легко входит в почву, которая при выбрасывании рассыпается; рассыпчатое – почва обладает сыпучестью.

Сложение почвы также является важным признаком при установлении лесорастительных свойств. Сложение почвы оказывает большое влияние на сопротивление почвы почвообрабатывающим орудиям, на ее водопроницаемость, на другие физические свойства и в значительной степени – на глубину проникновения в нее корней растений. Так, плотным сложением характеризуются суглинистые моренные отложения, являющиеся, как правило, препятствием для проникновения вглубь корней древесных пород.

В земледелии и лесоводстве издавна различают в зависимости от сложения, гранулометрического состава, от отношения к обработке *почвы тяжелые, средние и легкие*. Чем почва больше содержит глины, тем она тяжелее, чем больше песка – тем легче.

**Новообразования и включения.** *Новообразования* – более или менее хорошо выраженные и четко ограниченные выделения и скопления различных веществ, которые возникли в процессе почвообразования. Они бывают биологического, а также химического происхождения.

Новообразования биологического происхождения (животного и растительного) встречаются в следующих формах: *червоточины* – извилистые ходы дождевых червей; *копролиты* – экскременты дождевых

червей в виде небольших темных клубочков; *кротовины* – пустые или заполненные почвой ходы роющих животных (кротов, мышей и др.); *корневины* – сгнившие крупные корни растений; *дендриты* – узоры мелких корешков в виде темных точек и полосок.

Из новообразований химического происхождения в почвах часто встречаются соединения железа в виде пятен и прослоек охристого, оранжевого и ржаво-бурого цвета. В условиях периодического увлажнения в почве отлагается гидроксид железа в виде темно-коричневых округлых конкреций (*ортзандов*) или в виде полос (*ортиштейнов*). При избыточном увлажнении образуются вторичные минералы из восстановленных форм железа и других элементов, а почва приобретает сизоватый и синеватый оттенок.

В верхнем горизонте сельскохозяйственных почв могут встречаться налеты и прожилки углекислой извести белого цвета.

*Включения* – тела, механически вовлеченные в толщу почвы и не участвующие в активных почвообразовательных процессах, чаще всего камни, валуны, галька, угольки, стекло и т. п. Они могут быть внесены человеком и при экзогенных процессах (например, ледником).

**Влажность почвы.** При описании почвенных профилей влажность почвы устанавливают визуально с выделением следующих градаций: 1) *сухая* – почва пылит и рассыпается на отдельные минеральные частицы, характерна для верхних горизонтов почвы до глубины 60–80 см в летний период при недостатке атмосферных осадков; 2) *свежая* – не пылит и не мажет руку, но в руке чувствуется холодок; рассыпается как на минеральные частицы, так и на непрочные комочки; 3) *влажная* – сильно холодит руку и сжимается рукой в комочки, ладонь мажется, на фильтровальной бумаге от соприкосновения остается влажное пятно, характерна для слоев с капиллярной влагой и при наличии просачивающейся гравитационной воды; 4) *сырая* – увлажняет руку и прилипает к ней, при сжатии почвы вода не сочится между пальцами, на зачищенной стенке шурфа видны капельки воды, характерна для нижней части капиллярной каймы, т. е. несколько выше зеркала грунтовых вод; 5) *мокрая* – со стенок шурфа и при сжатии почвы сочится вода, характерна для водоносных горизонтов.

**Характер освоения почвы корнями растений.** При описании корней необходимо указывать их наименование (древесные породы, кустарники, травянистые), слои максимального скопления, характер

ветвления и пространственного размещения (горизонтальные, вертикальные), обилие, размеры и глубину проникновения.

Особое внимание уделяется глубине проникновения корней древесных пород, так как она определяет мощность корнеобитаемой почвенной толщи, для которой впоследствии устанавливается среднее содержание частиц физической глины.

**Переход к следующему горизонту.** По степени выраженности выделяют следующие виды переходов между горизонтами: 1) *резкий* – граница на профиле четкая в пределах 1–2 см; 2) *ясный* – граница перехода прослеживается в пределах 2–3 см; 3) *заметный* – граница перехода в пределах 3–5 см; 4) *постепенный* – граница перехода больше 5 см.

Степень выраженности переходов можно дополнять характеристикой границ: 1) *ровная*; 2) *волнистая* (отношение глубины затеков к их ширине меньше 0,5); 3) *карманная* (отношение от 0,5 до 2); 4) *язычковатая* (отношение от 2 до 5); 5) *затечная* (затеки гумуса по ходам сгнивших корней и землероев); 6) *размытая*, когда нет четкой границы между горизонтами.

## Глава 21. МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ И ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОЧВ

Почва является многофазной полидисперсной системой, состоящей из четырех фаз: твердой, жидкой, газообразной и живой. Твердую фазу составляют минеральные и органические частицы; жидкую – почвенный раствор; газообразную – почвенный воздух и живую – почвенные организмы.

Твердая фаза большинства почв (кроме торфяных) состоит в основном из минеральных частиц, содержание которых составляет до 80% и более от массы почвы.

**Минералогический состав рыхлых горных пород и почв.** Рыхлые горные породы, на которых формируются почвы, образуются в результате выветривания изверженных горных пород и представляют собой, как правило, смесь продуктов физического и химического выветривания, т. е. смесь частиц первичных и вторичных минералов. Число минералов, слагающих основную массу магматических пород, невелико (табл. 10).

Таблица 10

**Средний минералогический состав магматических  
и осадочных горных пород (по Ф. У. Кларку)**

Группа минералов	Содержание, % от массы	
	в магматических породах	в осадочных породах (песчаниках)
Полевые шпаты	59,5	11,5
Роговые обманки и пироксены	16,8	—
Кварц	12,0	66,8
Слюда	3,8	—
Глинистые минералы	—	6,6
Прочие минералы	7,9	15,1

В магматических породах преобладают полевые шпаты, содержание которых достигает 59,5%. Роговые обманки и пироксены составляют 16,8% массы горной породы, а кварц – 12%. Поскольку первичные минералы, составляющие магматические горные породы, обладают различной устойчивостью против выветривания, в рыхлых горных породах они встречаются в ином количественном соотношении. Так, в песчаниках содержание кварца составляет уже 66,8%, поскольку этот минерал обладает наибольшей физической и химической устойчивостью.

По сравнению с кварцем полевые шпаты менее устойчивы и преобразуются частично в процессе выветривания с образованием вторичных минералов. Роговые обманки и пироксены легко поддаются выветриванию и поэтому в рыхлых горных породах и почвах (табл. 11) они могут отсутствовать или содержаться в небольших количествах.

Таблица 11

**Минералогический состав почв, сформировавшихся  
на разных почвообразующих породах (по Д. Шредеру, 1978)**

Группа минералов	Содержание, % от массы почвы		
	в песчаной почве на дюнных песках	в суглинистой почве на лёссе	в глинистой почве на аллювии
Кварц	79,0	48,0	27,0
Полевые шпаты	7,5	10,0	9,5
Слюды	4,5	9,5	9,0
Глинистые минералы	1,0	25,5	48,0
Прочие минералы	8,0	7,0	6,5

Основную часть вторичных минералов, как правило, составляют глинистые минералы. Названы они так потому, что преимущественно определяют минералогический состав глин. Глинистые минералы относятся к тонкодисперсной гранулометрической фракции и имеют размер частиц меньше 0,001 мм. Наряду с гумусом почв они являются основным источником поступления минеральных элементов в растения.

Количество первичных и вторичных минералов в почвообразующих породах и почвах определяется в основном условиями выветривания на стадии образования рыхлых горных пород. При большей выраженности физического, химического и биологического выветривания больше образуется вторичных минералов, которые в некоторых почвообразующих породах и почвах могут содержаться в значительных количествах. Так, в песчаной почве глинистых минералов содержится всего лишь 1%, в суглинистой их количество возрастает до 25,5%, а в глинистой они составляют почти половину массы (48%).

Почва наследует минералогический состав почвообразующей породы, так как почвообразование хотя и сопровождается разрушением, синтезом минералов и их передвижением по профилю почвы, но существенно не меняет минералогического состава.

Дерново-подзолистые почвы Беларуси характеризуются полиминеральным составом, включающим до 40–50 типов и групп минералов. Однако преобладает сравнительно небольшая группа, включающая кварц, полевые шпаты, слюды и глинистые минералы. На долю же остальных компонентов приходится около 1–5%.

От минералогического состава зависят практически все свойства почвы и особенно специфические свойства, определяющие плодородие почв: водно-физические свойства, поглощательная способность во всех видах, резерв питательных элементов, наличие доступных элементов питания растений и т. д.

**Гранулометрический состав почв и пород.** Рыхлые породы, образующиеся в процессе выветривания, представляют собой смесь минеральных частиц различной крупности, которые называются *гранулометрическими элементами*. *Гранулометрический состав* почвы – это массовое соотношение (относительное содержание в процентах) в ее составе твердых частиц (гранулометрических элементов) разной крупности, выделяемых в пределах непрерывного ряда определенных условных групп крупности (гранулометрических фракций).

Гранулометрический состав почв в значительной степени унаследован от соответствующих горных пород и в своих основных чертах мало меняется в процессе почвообразования. Гранулометрический состав рыхлых почвообразующих пород обуславливается их происхождением и характером исходного материала. В процессе разрушения, транспортировки водными, ветровыми или склоновыми гравитационными потоками и переотложения продуктов выветривания горных пород происходит их сортировка и разделение в пространстве на грубо-обломочные, песчаные, пылеватые или глинистые поверхностные отложения. Аллювиальные и эоловые отложения при этом обычно становятся относительно однородными (однородными), хорошо отсортированными, разделяющимися в пространстве по крупности преобладающих в них частиц на пески, суглинки, глины. Гляциальные, флювиогляциальные и делювиальные наносы обычно плохо сортированы. Имеется закономерное изменение степени сортированности и дисперсности материала по направлению движения потока, поскольку грубые частицы оседают ближе к источникам материала, а тонкодисперсные дальше.

Частицы разной крупности имеют обычно различный минералогический, а следовательно, и химический состав. Крупные частицы большей частью представлены кварцем, пылеватые – кварцем и полевыми шпатами, тонкодисперсные – вторичными глинистыми минералами.

В почвах гранулометрические элементы не только унаследуются от исходной материнской породы, хотя основная их часть имеет именно такое происхождение, но образуются и в процессе почвообразования, т. е. на некотором этапе формирования почв процесс выветривания и процесс почвообразования совмещаются. Поэтому гранулометрические элементы почв могут быть минеральными, органическими и органо-минеральными. Соответственно почвенные гранулометрические элементы могут быть первичными (унаследованными) или вторичными (новообразованными).

Гранулометрические элементы находятся в почве или породе и в свободном состоянии (например, в песке), и в агрегатном, когда они соединены в структурные отдельные – агрегаты различной формы, размеров и прочности. Крупные агрегаты могут разрушаться на гранулометрические элементы и более мелкие агрегаты при механическом усилии или при размокании в воде. В микроагрегатах размером меньше 0,25 мм частицы удерживаются более прочно, и для их полного разделения применяют химическую обработку.

Количественное определение гранулометрических элементов называют *гранулометрическим анализом*.

Свойства гранулометрических элементов изменяются в зависимости от размера. Близкие по размеру и свойствам частицы группируются во фракции. Задача гранулометрического анализа и состоит в определении количества (обычно в процентах) каждой фракции в почве.

Группировка частиц по размерам во фракции называется классификацией гранулометрических элементов. По Н. А. Качинскому, выделяют следующие фракции: камни – больше 3 мм; гравий – 3–1; песок: крупный – 1–0,5, средний – 0,5–0,25, мелкий – 0,25–0,05; пыль: крупная – 0,05–0,01, средняя – 0,01–0,005, мелкая – 0,005–0,001; ил: грубый – 0,001–0,0005, тонкий – 0,0005–0,0001; коллоиды – меньше 0,0001 мм.

Все частицы более 1 мм называют скелетной частью почвы или *крупноземом*, а частицы менее 1 мм – *мелкоземом*. Кроме того, мелкозем почвы подразделяется на *физический песок* (частицы более 0,01 мм) и *физическую глину* (частицы меньше 0,01 мм).

Многие свойства почв зависят от соотношения в них различных фракций, каждая из которых обладает присущими ей характерными свойствами. Рассмотрим эти свойства.

*Камни* (больше 3 мм) представлены преимущественно обломками горных пород. Каменистость – отрицательное свойство почвы. Наличие камней в почвах затрудняет использование почвообрабатывающих машин и орудий, мешает появлению всходов и росту растений.

*Гравий* (3–1 мм) состоит из обломков первичных минералов. Высокое содержание гравия в почвах не препятствует обработке, но придает им неблагоприятные свойства – провальную водопроницаемость, отсутствие водоподъемной способности, низкую влагоемкость.

*Песчаная фракция* (1–0,05 мм) состоит из обломков первичных минералов, прежде всего кварца и полевых шпатов. Эта фракция обладает высокой водопроницаемостью, не набухает, не пластична, однако в отличие от гравия обладает некоторой капиллярностью и влагоемкостью. Поэтому природные пески, особенно мелкозернистые, пригодны для выращивания различных растений. Для сельскохозяйственных культур пригодны пески с влагоемкостью не менее 10%, а для древесных пород – не менее 3–5%.

*Пыль крупная и средняя* (0,05–0,005 мм). Фракция крупной пыли по минералогическому составу мало отличается от песчаной, поэтому



обладает некоторыми физическими свойствами песка: не пластична, слабо набухает, обладает невысокой влагоемкостью. Для средней пыли характерно повышенное содержание слюды, придающих фракции повышенную пластичность, связность. Средняя пыль, как более дисперсная, лучше удерживает влагу, но обладает слабой водопроницаемостью, не участвует в структурообразовании и физико-химических процессах, протекающих в почве. Поэтому почвы, обогащенные фракцией крупной и средней пыли, легко распыляются, склонны к заплыванию и уплотнению, отличаются слабой водопроницаемостью.

*Пыль мелкая* (0,005–0,001 мм) характеризуется относительно высокой дисперсностью, состоит из первичных и вторичных минералов. В связи с этим обладает рядом свойств, не присущих более крупным фракциям: способна к структурообразованию, обладает поглощательной способностью, содержит повышенное количество гумусовых веществ. Однако обилие тонкой пыли в почвах в свободном, неагрегированном состоянии придает почвам такие неблагоприятные свойства, как низкая водопроницаемость, большое количество недоступной влаги, высокая способность к набуханию и усадке, липкость, трещиноватость, плотное сложение.

*Ил* (меньше 0,001 мм) состоит преимущественно из высокодисперсных вторичных минералов. Из первичных минералов встречаются кварц и некоторые другие. Илистая фракция имеет большое значение в создании почвенного плодородия. Ей принадлежит главная роль в физико-химических процессах, протекающих в почве. Она обладает высокой поглощательной способностью, содержит много гумуса и элементов зольного и азотного питания растений. Коллоидной части этой фракции принадлежит особая важная роль в структурообразовании. Водно-физические и физико-механические свойства почв, обогащенных илистой фракцией, в значительной мере определяются способностью ее склеивать гранулометрические элементы в агрегаты. Эта способность зависит от минералогического и химического состава почвы, обогащенности гумусом, соединениями кальция и железа, от состава поглощенных катионов. Структурная почва даже при высоком содержании ила характеризуется благоприятными физическими свойствами. Но неструктурная дисперсная илистая фракция имеет неблагоприятные физические свойства.

Таким образом, с уменьшением размера гранулометрических элементов значительно изменяются их свойства. Поэтому и почвы также

будут обладать неодинаковыми свойствами в зависимости от разного содержания в них тех или иных фракций гранулометрических элементов.

Все многообразие почв и пород по гранулометрическому составу можно объединить в несколько групп с характерными для них физическими, физико-химическими и химическими свойствами. В основу классификации почв и пород по гранулометрическому составу положено соотношение физического песка и физической глины. В настоящее время широко распространена классификация гранулометрического состава почв и пород, предложенная Н. А. Качинским и частично дополненная другими авторами (табл. 12).

Таблица 12

**Классификация почв и пород по гранулометрическому составу (для подзолистого типа почвообразования)**

Краткое название по гранулометрическому составу	Содержание, % от массы	
	физической глины (частицы <0,01 мм)	физического песка (частицы >0,01 мм)
Песчаная:		
рыхлопесчаная	0–5	100–95
связнопесчаная	5–10	95–90
Супесчаная:		
рыхлосупесчаная	10–15	90–85
связносупесчаная	15–20	85–80
Суглинистая:		
легкосуглинистая	20–30	80–70
среднесуглинистая	30–40	70–60
тяжелосуглинистая	40–50	60–50
Глинистая:		
легкоглинистая	50–65	50–35
среднеглинистая	65–80	35–20
тяжелоглинистая	>80	<20

Для степного типа почвообразования, для красноземов, желтоземов, солонцов и сильносолонцеватых почв эти соотношения несколько иные и касаются в основном глинистой почвы и частично суглинистой и супесчаной.

Основное наименование почв и пород по гранулометрическому составу производится по данным, приведенным в табл. 12, а дополнительное – с учетом других преобладающих фракций: гравелистой (3–1 мм), песчаной (1–0,05 мм), крупнопылевой (0,05–0,01 мм), пылевой (0,01–0,001 мм)

и иловатой (меньше 0,001 мм). Например, дерново-подзолистая почва содержит: физической глины (частицы меньше 0,01 мм) – 28,1%; песка (1–0,05 мм) – 37,0; крупной пыли (0,05–0,01 мм) – 34,9; средней и мелкой пыли (0,01–0,001 мм) – 16,0; ила (меньше 0,001 мм) – 12,1%. Основное наименование гранулометрического состава этой почвы – легкосуглинистая, дополнительное – крупнопылевато-песчаная, т. е. дополнительное, уточняющее название дается по двум преобладающим фракциям, из которых главной по величине является та, что стоит в определении на последнем месте.

Гранулометрический состав почв оказывает большое влияние на почвообразование, лесохозяйственное и сельскохозяйственное использование почв. От гранулометрического состава почв и почвообразующих пород в значительной степени зависит интенсивность многих почвообразовательных процессов, связанных с превращением, перемещением и накоплением органических и минеральных веществ в почве. В результате в одних и тех же природных условиях на породах разного гранулометрического состава формируются почвы с неодинаковыми свойствами.

Гранулометрический состав оказывает существенное влияние на водные, физико-механические, воздушные и тепловые свойства, на окислительно-восстановительные условия, поглонительную способность, накопление в почве гумуса, зольных элементов и азота.

В зависимости от гранулометрического состава почв меняются условия обработки, сроки полевых работ, нормы внесения удобрений, размещение лесообразующих пород и сельскохозяйственных культур.

Почвы песчаные и супесчаные, называемые легкими, легко обрабатываются, обладают хорошей водопроницаемостью и благоприятным воздушным режимом, быстро прогреваются. Однако они имеют ряд отрицательных свойств, прежде всего низкую влагоемкость. Поэтому на песчаных и супесчаных почвах даже во влажных районах растения страдают от недостатка влаги. Легкие почвы бедны гумусом и элементами питания растений, обладают незначительной поглонительной способностью, наиболее подвержены ветровой эрозии.

Тяжелосуглинистые и глинистые почвы отличаются более высокой связностью и влагоемкостью, лучше обеспечены питательными веществами, богаче гумусом. Обработка этих почв требует больших энергетических затрат, поэтому их и принято называть тяжелыми. Тяжелые бесструктурные почвы обладают неблагоприятными

физическими и физико-механическими свойствами. Они имеют слабую водопроницаемость, легко заплывают, образуют корку, отличаются большой плотностью, липкостью, часто неблагоприятным воздушным и тепловым режимами. Эти почвы, также как и легкие, неудобны для лесохозяйственного и сельскохозяйственного использования.

Лучшим комплексом свойств из бесструктурных и слабооструктурных почв обладают легкосуглинистые и среднесуглинистые почвы.

В степных районах, где распространены черноземы с благоприятной структурой, более ценны по гранулометрическому составу тяжелые почвы – тяжелосуглинистые и глинистые, способные создавать хороший запас влаги.

В более северных районах – в Нечерноземной зоне, в том числе на территории Беларуси, в условиях достаточного или избыточного увлажнения лучшими являются легкосуглинистые почвы. Оценка гранулометрического состава в каждом конкретном случае нуждается в детализации в зависимости от биологических особенностей выращиваемых растений, их требований к почвенным условиям.

Гранулометрический состав почв определяет продуктивность и состав лесных насаждений. Эта зависимость лучше проявляется на автоморфных почвах, на которых влагообеспеченность древесных пород создается только за счет атмосферных осадков и связанной с гранулометрическим составом водоудерживающей способности почв. На рыхлопесчаных почвах Беларуси способна формировать древостой только сосна обыкновенная. Продуктивность древостоев в этих условиях низкая (IV–V классов бонитета). С увеличением содержания физической глины продуктивность древостоев возрастает, разнообразнее становится и состав насаждений – к сосне примешивается береза, потом дуб и ель. Наибольшей продуктивности наши аборигенные древесные породы достигают на легко- и среднесуглинистых почвах с содержанием физической глины 20–40%.

Подобным образом гранулометрический состав почвы оказывает влияние и на урожай сельскохозяйственных растений.

Между гранулометрическим, минералогическим и химическим составом почв и рыхлых почвообразующих пород существует определенная зависимость: чем тяжелее почва по гранулометрическому составу, тем меньше в ней первичных и больше вторичных минералов, тем ниже содержание кремнезема и выше содержание химически

связанных оксидов алюминия, железа, калия и магния. Следовательно, чем больше в почве содержание физической глины, тем выше обеспеченность растений питательными веществами.

От гранулометрического состава зависят все свойства почвы – тепловые, водные, воздушные, физико-химические, биохимические, обеспеченность растений элементами пищи, т. е. гранулометрический состав отражает уровень плодородия почвы в целом. Поэтому можно сказать, что гранулометрический состав имеет большое хозяйственное значение, так как является одним из важнейших признаков для качественной оценки почвы.

## **Глава 22. ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО ПОЧВЫ**

### **22.1. Состав органической части почвы**

Органическая часть почвы состоит из органических остатков (корешков и наземного опада) и гумуса. Под травянистой растительностью на лугах и полях основным источником органического вещества почвы являются корни. Так, на суходольных лугах в зоне хвойных и смешанных лесов их масса достигает 6–13 т/га. В почвах под лесом основным источником органического вещества является наземный опад в виде лесной подстилки, количество которой зависит от зоны, состава, возраста и густоты насаждений, а также от развития живого напочвенного покрова. Запасы лесной подстилки колеблются от 10 до 100 т/га. Почва получает некоторое количество органического вещества за счет массы отмирающих микроорганизмов (0,1–1 т/га) и остатков животных (0,05–0,4 т/га).

Химический состав поступающих в почву органических остатков очень разнообразен. Органическое вещество состоит из клетчатки (целлюлозы), лигнина, жиров, белков, эфиров, дубильных веществ, восков, смол, кислот и ферментов различной природы. В состав органических веществ входят следующие элементы (в %): углерод – 45, кислород – 42, водород – 6,5, азот – 1,5, зольные элементы, содержащиеся в золе после сжигания органического вещества, – 2–10.

Сравнивая химический состав растений разных видов, можно убедиться, что древесные породы содержат больше дубильных веществ, лигнина, восков и смол, замедляющих разложение и гниение

растительных остатков. Растительный опад хвойных древесных пород обычно более кислый, чем лиственных и трав. Опад травянистых растений имеет реакцию, близкую к нейтральной. Мхи и лишайники имеют самый кислый опад.

### **22.2. Разложение органического вещества и образование гумуса**

Органическое вещество в виде опада начинает разлагаться под влиянием собственных ферментов окисления – оксидаз, которые находятся в клетках отмерших частей растений. Процессы окисления приводят сначала к побурению, а затем к почернению растительных остатков. Первоначальному процессу разложения способствуют физические условия – нагревание, замерзание, удары капель и т. д., а также воздействие многочисленного населения почвы. Амебы, многоножки, личинки насекомых, клещи, муравьи, жуки, дождевые черви участвуют в размельчении, перемешивании и потреблении органического вещества. Ферменты клеток в конце концов разрушаются, и, если нет микроорганизмов, процессы разложения заканчиваются.

Чаще всего одновременно происходит микробное и грибное разложение органических остатков. Микроорганизмы подвергают разложению всю или почти всю часть ежегодного опада растений. Выделяя ферменты во внешнюю среду, они разлагают органическое вещество на более простые и часто водорастворимые соединения. При этом освобождаются элементы питания, часть которых идет на образование тел микроорганизмов и их жизнедеятельность, а часть поступает в биологический круговорот.

Интенсивность процессов разложения и превращения органических веществ определяется водно-воздушным режимом, аэробными и анаэробными условиями, которые в зависимости от факторов почвообразования могут сменять друг друга во времени и в толще почвы. От условий зависит и деятельность самих микроорганизмов. Так, среда, в которой лучше всего живут бактерии, должна быть близкой к нейтральной с влажностью 20–30% и температурой 20–35°C. Для роста грибов требуется хороший доступ кислорода; они аэробны, хорошо переносят кислую реакцию, дубильные вещества не мешают их развитию.

Особую группу органических веществ в почве представляют высокомолекулярные, преимущественно циклического строения, промежуточные продукты, называемые *гумусом*. Эти промежуточные продукты более устойчивы к разложению, чем исходные. Устойчивость к разложению способствует накоплению гумуса в почве. Например, возраст гумусовых веществ в черноземе исчисляется сотнями и даже тысячами лет (1700 лет). Гумус – результат протекающего в почве процесса гумусообразования. *Гумусообразование* – это медленное биохимическое (ферментативное) окисление органических веществ с образованием высокомолекулярных гумусовых кислот. Содержание гумуса в почве можно определить визуально по окраске гумусового горизонта: очень черная – 10–15%, черная – 7–10, темно-серая – 4–7, серая – 2–4, светло-серая – 1–2 и белесая – 0,5–1%.

Выделяют две группы гумусовых кислот: *гуминовые кислоты* и *фульвокислоты*.

*Гуминовые кислоты* и их соли (гуматы) образуют органо-минеральные микроагрегаты, называемые *гумином*. Накапливаясь в почве, они окрашивают ее в серый, буровато-серый или черный цвет, пропитывают комочки почвы, способствуя их склеиванию и образованию почвенной структуры, образуют глубокие затеки вдоль пустот.

Вторая группа кислот – *фульвокислоты* (желтые кислоты) – преимущественно образуется в условиях влажного прохладного климата при преобладающем действии грибной микрофлоры, т. е. при разложении мхов, лишайников и лесных подстилок. Они имеют буровато-желтую окраску и очень кислую реакцию (рН 2,6–2,8). Фульвокислоты водорастворимы и очень активны, т. е. обладают высокой способностью вступать в реакцию с минеральной частью почвы, разрушая минералы и извлекая из них кальций, магний, калий, железо и алюминий.

На скорость разложения и превращения органических веществ, в том числе и на гумусообразование, оказывают влияние: климатические факторы (медленное разложение наблюдается при длительном промерзании почв, вечной мерзлоте, переувлажнении и, наоборот, при большой сухости); видовой состав растений (медленнее разлагаются сфагнум, зеленые мхи, подстилки в хвойных лесах, быстрее травяной опад, подстилки в лиственных лесах); материнские горные породы (медлен-

нее разлагаются растительные остатки в суглинках и быстрее в песчаных почвах; гумуса в суглинках больше, в песчаных почвах меньше). Существенное влияние на разложение растительных остатков оказывают: рельеф (в пониженных местах гумуса накапливается больше, на повышенных меньше); микроорганизмы (аэробные разлагают органическое вещество почти полностью, поэтому гумуса образуется меньше, чем при действии анаэробных микроорганизмов); химический состав растительных остатков (быстрее разлагаются и полностью минерализуются гемицеллюлоза, клетчатка, белки, медленнее – лигнин, жиры, воски, смолы).

В целом при разложении органических веществ происходят весьма важные процессы: освобождение зольных элементов питания, азота, углекислоты, служащих источником питания растений; образование кислот, влияющих на химическое выветривание минеральной части почвы; освобождение элементов питания из горных пород; особенности почвообразования и, наконец, синтез гумусовых кислот и их солей с дальнейшим образованием гумуса.

Количество гумуса в почвах зависит от направления и особенностей процесса почвообразования и очень различно в разных почвах. Самые бедные почвы содержат 80–110 т/га органического вещества, а самые богатые – 760 т/га.

### 22.3. Влияние органических веществ на плодородие почв

Органическое вещество почвы в значительной степени определяет ее плодородие, так как в его составе содержатся все необходимые элементы питания для растений в наиболее удобных для них соединениях. Поскольку органическое вещество разлагается медленно и этот процесс происходит в основном непрерывно, оно служит постоянным источником зольного питания растений и особенно азотного. В присутствии органического вещества образуется почвенная структура, обеспечивающая наилучший водный, воздушный и тепловой режим почв. При взаимодействии перегнойных кислот с минеральной частью почвы освобождается значительное количество элементов питания.

Гумусовые кислоты участвуют в биологическом выветривании, формировании почвенного профиля, образовании структуры, долго

сохраняют элементы питания, стимулируют рост корней и способствуют развитию микроорганизмов, увеличивая интенсивность биологического круговорота веществ.

Регулирование содержания органического вещества в почвах – важнейшее условие повышения почвенного плодородия и урожая растений. Приемы регулирования процессов накопления и разложения органических веществ связаны с хозяйственным воздействием человека на почвы. При вспашке улучшается аэрация почв, развиваются аэробные типы разложения органического вещества, выделяются гуминовые кислоты, способствующие образованию почвенной структуры, и одновременно освобождается значительное количество элементов питания. Те же процессы протекают при осушении на болотах. Важным мероприятием повышения количества органического вещества в почвах является включение в севообороты сидерального пара.

Процессы разложения органического вещества можно усилить внесением минеральных и органических удобрений, посредством орошения, снегозадержания и проведением борьбы с водной и ветровой эрозией. В лесном хозяйстве содержание органического вещества в почвах можно регулировать выращиванием специальных травянистых и кустарниковых растений (например, люпина многолетнего, акации желтой и др.).

## Глава 23. ПОГЛОТИТЕЛЬНАЯ СПОСОБНОСТЬ ПОЧВ

### 23.1. Почвенные коллоиды

Поглотительная способность почвы неразрывно связана с наличием в ней высокодисперсных частиц – коллоидов. *Коллоидами* называются минеральные, органические и органоминеральные частицы и молекулы размером меньше 0,0001 мм.

Коллоидные свойства начинают проявляться у более крупных частиц, и поэтому частицы размером 0,001–0,0001 мм относятся к так называемой предколлоидной фракции. Следует отметить, что водные растворы с частицами более 0,001 мм образуют водные суспензии, а с частицами менее 0,001 мм – истинные, или молекулярные, растворы.

Вещества, раздробленные до коллоидных частиц, обладают большой удельной поверхностью. Коллоиды по фракционному составу

относятся к фракции ила, а по двучленной классификации гранулометрического состава – к физической глине.

В природе коллоидные частицы образуются при измельчении минералов и горных пород под влиянием выветривания и почвообразования, при разложении органических веществ и образовании гумуса. Коллоидные частицы по происхождению делятся на минеральные, в состав которых входят вторичные глинистые минералы или мелкие частицы первичных минералов (в основном кварц и слюды); органические, представленные главным образом гумусовыми кислотами и их солями, и органоминеральные соединения гумусовых веществ с глинистыми минералами.

Основу коллоидной частицы составляет ее *ядро* (рис. 57), которое представляет собой сложное соединение аморфного или кристаллического строения различного химического состава. На поверхности ядра расположен прочно удерживаемый слой ионов – *слой потенциалопределяющих ионов*. Ядро мицеллы вместе со слоем потенциалопределяющих ионов называется *гранулой*. Между гранулой и раствором, окружающим коллоид, возникает термодинамический потенциал, под влиянием которого из раствора притягиваются ионы противоположного знака (*компенсирующие ионы*).

Компенсирующие ионы, в свою очередь, располагаются вокруг гранулы двумя слоями. Один – неподвижный слой, прочно удерживаемый электростатическими силами потенциалопределяющих ионов. Гранула вместе с неподвижным слоем компенсирующих ионов называется *коллоидной частицей*.

Между коллоидной частицей и окружающим раствором возникает электрокинетический потенциал, под влиянием которого находится второй (диффузный) слой компенсирующих ионов, обладающих способностью к эквивалентному обмену на ионы того же знака заряда из окружающего раствора. Коллоидная частица вместе с диффузным слоем компенсирующих ионов составляют *коллоидную мицеллу*.

Заряд коллоидной частицы считается по ионам потенциалопределяющего слоя. Если этот слой представлен анионами, частица имеет отрицательный заряд, а если катионами – положительный. В почвах коллоидные частицы в большинстве случаев имеют отрицательный заряд, но в некоторых условиях могут иметь и положительный.

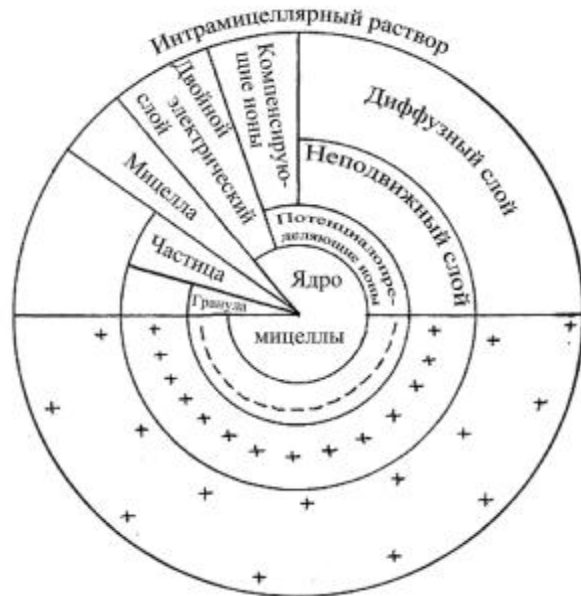


Рис. 57. Схема строения коллоидной мицеллы (по Н. И. Горбунову)

Почвенные коллоиды имеют большую суммарную и удельную поверхность (поверхность почвенных частиц в квадратных метрах или квадратных сантиметрах в единице массы или объема почвы). Представление о поверхности коллоидов можно получить при подсчете площади всех сторон кубиков, образованных при дроблении  $1 \text{ см}^3$  твердого тела (табл. 13). Как следует из табл. 13, при делении  $1 \text{ см}^3$  вещества таким образом, что каждое ребро нового кубика равно  $0,000\,000\,1 \text{ см}$ , общая поверхность всех кубиков составляет  $60\,000\,000 \text{ см}^2$ , или  $0,6 \text{ га}$ . Удельная поверхность является одним из параметров, определяющих химическую активность почв, так как с увеличением дисперсности частиц их химическая активность возрастает.

Почвенные коллоиды, обладая огромной удельной поверхностью и энергией, принимают активное участие во всех процессах, протекающих в почве. Разнообразие состава почвенных коллоидов, способность их передвигаться под действием влаги и закрепляться приводит к образованию почвенных слоев — горизонтов, отличающихся составом и свойствами коллоидов. При этом наблюдается проникновение в глубь материнских пород органических и органоминеральных веществ.

Таблица 13

Площадь поверхностей граней кубиков (по К. К. Гедройцу)

Длина ребра, см	Число кубиков	Общая поверхность граней, $\text{см}^2$
1	1	6
0,1	$10^3$	60
0,01	$10^6$	600
0,001	$10^9$	6 000
...	...	...
0,000 000 1	$10^{31}$	60 000 000

В зависимости от катионов, насыщающих коллоиды, и их клеящей способности формируются различные по размерам и устойчивости к воде почвенные комочки, что определяет разнообразие водно-физических свойств почв. Способность к диссоциации и связанная с этим химическая активность обеспечивают участие коллоидов во всех физико-химических процессах, обуславливая постепенное присутствие в почвенных растворах элементов питания и одно из важнейших свойств почв — поглонительную способность.

### 23.2. Виды поглонительной способности почв

Поглотительная способность является одним из главнейших свойств почвы. Почва способна поглощать газы, пары воды и ряд веществ, растворенных в воде. Это свойство почвы было известно давно, задолго до оформления почвоведения в самостоятельную науку. Наиболее существенный вклад в разработку учения о поглонительной способности почв в XX в. внес крупнейший русский почвовед К. К. Гедройц.

*Поглотительной способностью почвы* называется способность твердой фазы почвы поглощать из почвенных суспензий и растворов и обменивать с ними различные вещества. Различают пять видов поглонительной способности почв: механическую, физическую, химическую, биологическую и физико-химическую. Все виды поглонительной способности зависят от коллоидной (илистой) части почвы, а две из них — физическая и физико-химическая — связаны с коллоидами почвы и их свойствами.

*Механическая* поглонительная способность — это способность почвы задерживать в своих порах частицы почвенных суспензий. Чем

меньше размер почвенных пор, тем больше частичек задерживается при просачивании почвенных суспензий. Например, в песках задерживаются глинистые частицы, а в суглинистых почвах – коллоидные частицы и даже микроорганизмы.

*Физическая* поглотительная способность почв представляет собой изменение концентрации молекул растворенного вещества на поверхности твердых частиц почвы. Поскольку при этом происходит чисто физическое поглощение почвой целых молекул без качественного их изменения, то и само явление называется физической или молекулярной адсорбцией.

Способность адсорбции (т. е. молекулярного притяжения) присуща вообще всем телам природы. При этом чем сильнее степень раздробления (т. е. дисперсность) твердого вещества и чем больше его удельная поверхность, тем сильнее оно будет поглощать, тем выше будет его адсорбционная способность. Благодаря этой способности некоторая часть растворенных соединений будет поглощена и закреплена почвой, т. е. будет удерживаться от вымывания в глубокие горизонты.

*Химическая* поглотительная способность – это способность почв задерживать катионы и анионы в форме нерастворимых или труднорастворимых соединений, благодаря чему они удерживаются в почве от вымывания. Так как этот вид поглотительной способности вызван чисто химической реакцией взаимного обмена в растворе, то он и носит название химического поглощения или химической поглотительной способности почв. Благодаря этому виду поглотительной способности в почвах накапливаются такие элементы питания, как фосфор, сера и железо.

*Биологическая* поглотительная способность почв проявляется в связи с жизнедеятельностью населяющих почву микроорганизмов и растений, которые, усваивая из почвы легко подвижные соединения, переводят их в ткани собственного тела. Растения, пронизывая корнями почвенную толщу, извлекают необходимые им питательные элементы из нижних горизонтов почвы и передвигают их в верхние слои. Благодаря этому процессу в почве имеет место не только закрепление от вымывания питательных веществ, но и постоянное их накопление в виде органического вещества. После отмирания и разложения отмерших частей растений заключенные в них питательные вещества снова переходят в почву. Так, в результате постоянного синтеза и разрушения в верхних горизонтах почвы осуществляется накопление элементов зольной и азотной пищи для растений.

*Физико-химическая, или обменная, поглотительная способность* почв – это способность главным образом коллоидных (илистых) частичек удерживать и обменивать ионы с почвенным раствором. Водный раствор, окружающий почвенные частицы, содержит значительное количество веществ, диссоциировавших на ионы – катионы (заряжены положительно) и анионы (заряжены отрицательно).

Почвенные коллоиды также имеют положительный или отрицательный заряд, поэтому частицы, заряженные отрицательно, будут удерживать катионы, а заряженные положительно – анионы. Вследствие того что почвенные коллоиды несут в основном отрицательный заряд, в почвах происходит преимущественно поглощение катионов. Чем больше коллоидных частичек в почве, тем больше катионов они смогут удержать в поглощенном состоянии. Катионы удерживаются почвенными частицами довольно прочно и могут быть вытеснены только в случае их замены другими при соприкосновении с почвенным раствором. Обмен ионов происходит очень быстро и в эквивалентных количествах, т. е., например, один катион  $\text{Ca}^{2+}$  заменяется на два катиона  $\text{H}^+$  или  $\text{K}^+$ , причем любой катион почвы может быть заменен любым катионом почвенного раствора.

Почвенные коллоиды наиболее энергично поглощают  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{H}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$ . Этот ряд составлен по мере убывания энергии поглощения. Чаще всего катионы железа и алюминия образуют сложные комплексные нерастворимые в воде соединения. Поэтому в природных условиях в поглощенном состоянии находятся катионы водорода, кальция, магния, калия и реже натрия и алюминия, содержание которых зависит от условий и факторов почвообразования.

Общее количество поглощенных катионов или оснований выражается в миллиграмм-эквивалентах (мг-экв) на 100 г почвы. Количество поглощенных катионов зависит от величины и содержания частичек разных размеров и особенно коллоидных. Чем больше таких частичек, тем выше емкость поглощения. Количество поглощенных катионов зависит от минералогического состава почвы. Наибольшей же поглотительной способностью обладает органическое вещество почвы. Например, гумус поглощает до 180 мг-экв катионов на 100 г. Таким образом, общее количество поглощенных катионов и анионов зависит в основном от гранулометрического, минералогического состава почв и содержания в них органического вещества.

Обменная поглотительная способность почв обусловлена наличием в ней почвенного поглощающего комплекса.

*Почвенный поглощающий комплекс* (ППК) – это совокупность минеральных, органических и органоминеральных частиц твердой фазы почвы преимущественно меньше 0,0001 мм, обладающих физико-химической поглотительной способностью.

Максимально возможное количество катионов, которое может сорбировать почва, называется *емкостью поглощения* и обозначается буквой *E*. Для разных почв емкость поглощения различна: у песчаных она равна 1–5 мг-экв, супесчаных – 7–8, у суглинистых достигает 18, а у глинистых – до 30 мг-экв.

Емкость поглощения складывается из двух величин: *суммы поглощенных оснований* *S*, куда входят главным образом катионы натрия, калия, магния, кальция, и *поглощенных катионов водорода*, содержание которого обозначается буквой *H*, т. е.  $E = S + H$ .

В зависимости от соотношения суммы поглощенных оснований и содержания обменного водорода различают почвы насыщенные и ненасыщенные основаниями. Почвы, у которых сумма поглощенных оснований равна емкости поглощения ( $S = E$ ), называются *насыщенными основаниями*. К ним относятся черноземы, сероземы, солонцы, каштановые почвы. Насыщенные основаниями почвы могут быть нейтральными и щелочными в зависимости от содержащихся в них обменных катионов. Катионы кальция и магния преобладают в поглощенном комплексе черноземных почв и придают им реакцию, близкую к нейтральной. Они способствуют закреплению органических веществ в почвах и образованию водопрочной почвенной структуры.

Натрий – катион, придающий среде щелочную реакцию, в больших количествах вызывает гибель растений, разрушает почвенную структуру, диспергирует ее.

Почвы, *ненасыщенные основаниями*, содержат в поглощающем комплексе большое количество обменного водорода и алюминия и называются кислыми – это подзолы, дерново-подзолистые и серые лесные почвы. Почвы, насыщенные катионами водорода, – это почвы с непрочной комковато-пылеватой структурой, расплывающейся под влиянием воды. Катион водорода не используется как элемент питания растений и нередко подавляет жизнь микроорганизмов и растений. Катион алюминия в подвижной форме ядовит для растений, придает почвам кислые свойства, однако способствует образованию прочной структуры.

Катион железа входит в почвенный поглощающий комплекс кислых почв. Он придает прочность почвенной структуре.

Анионы задерживаются почвой лишь частично, причем некоторые из них (анионы фосфорной и серной кислоты) образуют в почве нерастворимые в воде соли, а анионы хлора и азотной кислоты, если не перехватываются корнями растений, как правило, вымываются за пределы почвенного профиля.

### 23.3. Кислотность и щелочность почв

Кислотность почв обусловлена присутствием в них обменного водорода и обменного алюминия. Источником иона водорода в почвах являются органические кислоты. Обменный алюминий находится в почвах в составе солей алюмосиликатов. В почвах различают несколько видов кислотности: актуальную и потенциальную.

*Актуальная (активная)* кислотность обусловлена присутствием в почвенном растворе свободных ионов в форме  $H^+$  и  $OH^-$ . Она определяет реакцию почвенного раствора и характеризуется величиной pH, представляющей собой отрицательный логарифм активности водородного иона. Величина актуальной кислотности определяется в почвенной суспензии, приготовленной на основе дистиллированной воды. По величине актуальная кислотность наименьшая, так как показывает наличие ионов водорода только в почвенном растворе.

По величине pH почвы делятся на следующие группы: сильнокислые (pH 4 и меньше), кислые (4–5,5), слабокислые (5,5–6,5), нейтральные (около 7), щелочные (7–8), сильнощелочные (pH больше 8).

Определение pH почвенного раствора имеет огромное значение, так как именно актуальная кислотность почв определяет жизнедеятельность микроорганизмов и условия существования растений.

Под *потенциальной* кислотностью понимают кислотность, обусловленную наличием водородных ионов и ионов алюминия в поглощенном состоянии. В отличие от актуальной потенциальная кислотность является как бы скрытой, или связанной, по отношению к почвенному раствору. Она обнаруживается только в результате обменной реакции между почвенным поглощающим комплексом и почвенным раствором. Потенциальная кислотность подразделяется на обменную и гидролитическую.



*Обменная* кислотность обусловлена наличием в почвенном поглощающем комплексе обменного водорода и обменного алюминия. Обменная кислотность обнаруживается воздействием на почву нейтральными солями. Обычно используется хлористый калий (KCl). При этом водород и алюминий вытесняются из почвенного поглощающего комплекса катионом нейтральной соли, а образующаяся соляная кислота характеризует обменную кислотность.

*Гидролитическая* кислотность показывает максимально возможное количество водорода и алюминия в обменном состоянии в почве и выражается в мг-экв на 100 г почвы. Она определяется при обработке почвы ацетатом натрия ( $\text{CH}_3\text{COONa}$ ), который создает щелочную среду и тем самым способствует более полному вытеснению поглощенного водорода и алюминия. Образующаяся в результате реакции уксусная кислота и определяет величину гидролитической кислотности. Гидролитическая кислотность обычно больше обменной, а точнее, обменная кислотность является частью гидролитической кислотности.

По величине гидролитической кислотности рассчитывают норму внесения в почву извести в тоннах на гектар. При этом необходимо умножить величину гидролитической кислотности (в мг-экв на 100 г почвы) на коэффициент 1,5. Так, при гидролитической кислотности 5,4 мг-экв на 100 г почвы необходимо внести 8,1 т/га углекислой извести ( $5,4 \cdot 1,5$ ).

Определенные типы почв обладают *щелочностью*. Аналогично с кислотностью по названию различают актуальную и потенциальную щелочность почв. *Актуальная* щелочность – это щелочность почвенного раствора, возникающая под влиянием гидролитически щелочных солей, например соды ( $\text{Na}_2\text{CO}_3$ ) или бикарбоната кальция ( $\text{CaCO}_3$ ). *Потенциальная* щелочность обнаруживается у почв, содержащих в ППК натрий. Она характерна для солонцеватых и засоленных почв.

Как кислые, так и щелочные почвы обладают свойствами, неблагоприятными для роста растений. Эти свойства обусловлены составом обменных катионов. Для изменения этого состава проводят химические мелиорации. Улучшение свойств почв и снижение почвенной кислотности достигается внесением в почву иона  $\text{Ca}^{2+}$  в форме извести, молотого известняка и мела. В результате ион  $\text{Ca}^{2+}$  замещает в ППК ион  $\text{H}^+$ , а образующаяся угольная кислота легко распадается в почве на  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$ .

Борьба со щелочностью проводится гипсованием почв. При этом кальций заменяет в ППК катионы натрия, а образующийся в результате обменной реакции серно-кислый натрий водорастворим и легко вымывается из почвы.

Одновременно с проведением химической мелиорации хорошие результаты дает внесение в почву органических удобрений, которые увеличивают ППК.

## Глава 24. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОЧВ

Физические свойства почвы – это совокупность свойств, характеризующих физическое состояние почвы. К ним относятся общие физические свойства, физико-механические свойства, а также тепловые, воздушные и водные свойства, определяющие тепловой и водно-воздушный режимы почвы.

Физические свойства оказывают большое влияние на развитие почвообразовательного процесса, на плодородие почвы и развитие растений. Правильное регулирование физических свойств почвы составляет одну из важнейших задач при выращивании сельскохозяйственных культур и древесных пород в лесных питомниках.

### 24.1. Общие физические свойства

К общим физическим свойствам относятся плотность твердой фазы почвы, плотность почвы и пористость.

*Плотность твердой фазы* почвы, или *относительная плотность*, – это отношение массы ее твердой фазы к массе воды в том же объеме при 4°C. Ее величина определяется соотношением в почве компонентов органических и минеральных частей почвы. Для органических веществ (сухой опад растений, торф, гумус) плотность твердой фазы колеблется от 0,2–0,5 до 1,0–1,4 г/см<sup>3</sup>, а для минеральных соединений – от 2,1–2,5 до 4,0–5,18 г/см<sup>3</sup>. Для минеральных горизонтов большинства почв плотность твердой фазы изменяется от 2,4 до 2,65 г/см<sup>3</sup>, для торфяных горизонтов – от 1,4 до 1,8 г/см<sup>3</sup>.

*Плотность почвы*, или *объемная плотность*, – масса единицы объема абсолютно сухой почвы, взятой в естественном сложении, т. е. с учетом промежутков между частицами. Ее выражают, как и плотность

твердой фазы, в граммах на кубический сантиметр. Плотность почвы – важное свойство, определяющее способность почвы пропускать и удерживать воздух, влагу, сопротивляться орудиям обработки почвы и т. д. Она зависит от произрастающей растительности, гранулометрического и минералогического составов почвы, от сложения, оструктуренности и степени обработки почвы.

Наименьшая плотность почвы обычно наблюдается в верхних горизонтах почв, наибольшая – в иллювиальных и глеевых горизонтах. У рыхлых дерново-подзолистых почв наименьшая плотность наблюдается в лесных подстилках (0,15–0,40 г/см<sup>3</sup>), в гумусовых горизонтах она повышается до 0,8–1,0, в подзолистых – до 1,4–1,45, иллювиальных – до 1,5–1,6 и в материнской породе – до 1,4–1,6 г/см<sup>3</sup>.

Установлено, что плотность почвы зависит от типа растительности. Например, под сомкнутыми ельниками она равна 0,9–1,1 г/см<sup>3</sup>, под березняками – 1,0–1,3 и под злаками – 1,2–1,4 г/см<sup>3</sup>.

Наиболее благоприятная для растительности плотность верхних горизонтов почвы колеблется от 0,95 до 1,15 г/см<sup>3</sup>. Предельной ее величиной характеризуются глеевые горизонты почв с максимальной плотностью 2,0 г/см<sup>3</sup>. Доказано, что при плотности почв 1,6–1,7 г/см<sup>3</sup> (при плотности твердой фазы 2,66–2,70 г/см<sup>3</sup>) корни древесных пород практически в почву не проникают, что ограничивает корнеобитаемую толщину почвы и снижает продуктивность древесных пород.

Почву считают рыхлой, если плотность гумусовых горизонтов равна 0,9–0,95 г/см<sup>3</sup>, нормальной – 0,95–1,15, уплотненной – 1,15–1,25 и сильноуплотненной – более 1,25 г/см<sup>3</sup>.

По величине плотности можно подсчитать запас любого соединения в почве по формуле

$$З = М \cdot Пл \cdot А, \quad (69)$$

где  $З$  – запас соединения, т/га;  $М$  – мощность горизонта, см;  $Пл$  – плотность почвы, г/см<sup>3</sup>;  $А$  – содержание соединения, % от массы почвы.

Так, дерново-подзолистая почва соснового насаждения с мощностью гумусового горизонта 18 см, его плотностью 1,0 г/см<sup>3</sup> содержит 2,0% гумуса. Следовательно, запас гумуса составит 36 т/га ( $18 \cdot 1,0 \cdot 2,0$ ). Таким путем можно подсчитать запас в почвах элементов питания растений (например, азота, фосфора, калия и др.).

*Пористость*, или *порозность*, или *скважность*, – суммарный объем всех пор между частицами твердой фазы почвы. Выражают в

процентах от общего объема почвы и вычисляют по показателям плотности почвы ( $Пл$ ) и плотности твердой фазы ( $Пт$ ):

$$P_{\text{общ}} = \left( 1 - \frac{Пл}{Пт} \right) 100\%. \quad (70)$$

Различают несколько форм пористости, главнейшими из которых являются капиллярная и некапиллярная. *Капиллярная пористость* обычно измеряется в лабораторных условиях и равна количеству воды, удерживаемому тонкими капиллярными промежутками между частицами твердой фазы почвы. Обычно чем больше глинистых частиц, тем больше капиллярная пористость. В структурных почвах вода между комочками вытекает из-за большого размера пор, а в самих комочках удерживается в капиллярах. Разница между общей и капиллярной пористостью составляет *некапиллярную пористость*.

Наибольшая пористость (80–90%) наблюдается в лесных подстилках, травяном войлоке, торфах, т. е. в органогенных горизонтах. В минеральных гумусированных горизонтах она равна 55–65%, в верхних безгумусных – 45–55%, в нижних горизонтах почвы может быть ниже 45%. Минимальная пористость наблюдается в глеевых горизонтах почв и равна приблизительно 30%.

Большое значение имеет некапиллярная пористость. Для наиболее освоенных корнями горизонтов она, как правило, более 10%. При уменьшении ее до 3% нижние горизонты почв становятся малодоступными для корней. Некапиллярная пористость обеспечивает проникновение воздуха в почву – аэрацию. Для нормального развития растений важно, чтобы почвы имели высокую капиллярную пористость и пористость аэрации не менее 20% объема почвы.

## 24.2. Физико-механические свойства

Наиболее важными физико-механическими свойствами являются пластичность, липкость, набухание, усадка, связность, твердость и спелость. Большая часть этих свойств связана с количеством глинистых и илистых частиц и влажностью почвы. Физико-механические свойства имеют важнейшее значение для оценки технологических свойств почв, т. е. различных условий обработки, работы посевных и уборочных агрегатов.

*Пластичность* – способность влажной почвы необратимо менять форму без образования трещин после приложения определенной нагрузки. Верхним пределом пластичности считают влажность, при которой

почва начинает течь, а нижним – влажность, при которой почва перестает скатываться без трещин в шнур диаметром около 3 мм. Пески не обладают пластичностью. С увеличением количества частиц физической глины пластичность возрастает, наибольшую пластичность имеют глинистые почвы. Пластичность почвы широко используется при полевом определении гранулометрического состава, при расчетах тяговых усилий по обработке почвы.

*Липкость* – свойство влажной почвы прилипать к другим телам. Липкость отрицательно влияет на технологические свойства почвы – прилипание почвы к орудиям и ходовым частям машин увеличивает тяговое сопротивление и ухудшает качество обработки.

Липкость определяется силой, требующейся для отрыва металлической пластинки от почвы, и выражается в граммах на квадратный сантиметр. Проявляется при некоторой наименьшей влажности, увеличивается одновременно с ней, а затем начинает уменьшаться. Прилипание зависит от гранулометрического состава: оно наибольшее у глинистых и наименьшее – у песчаных почв.

*Набухание* – увеличение объема почвы при увлажнении. Оно зависит от содержания в почве коллоидов и обменных катионов. Наибольшую набухаемость имеют глинистые почвы. Высокой набухаемостью отличаются солонцовые почвы, насыщенные ионом натрия. Значительной набухаемостью характеризуются органические коллоиды. Набухаемость выражается в объемных процентах от исходного объема почвы и может составлять 120–150%. Набухание – отрицательное свойство почв, так как при значительной ее выраженности может происходить разрушение почвенных агрегатов и повреждение корневых волосков растений.

*Усадка* – сокращение объема почвы при высыхании. Это явление обратное набуханию и зависит от тех же условий, что и набухание. Чем больше набухаемость почвы, тем сильнее ее усадка. Сильная усадка почвы приводит к образованию трещин, разрыву корней растений, повышению потерь влаги путем физического испарения.

*Связность* – способность почвы сопротивляться внешнему усилию, стремящемуся разъединить частицы почвы. Выражается в килограммах на квадратный сантиметр. Зависит от гранулометрического и минералогического состава почвы, ее структурного состояния, влажности, гумусированности и особенностей ее использования.

Наибольшей связностью обладают глинистые почвы, богатые минеральным илом, наименьшей – песчаные. Максимальная связность наблюдается при влажности почв, близкой к влажности завядания. Связность снижается при улучшении структуры. Связные почвы лучше противостоят эрозии, однако при увеличении связности почвы ее удельное сопротивление повышается, что приводит к увеличению затрат на обработку.

*Спелость почвы* – такое состояние, при котором она не прилипает, хорошо крошится, имеет наименьшее удельное сопротивление и не пылит. Различают физическую и биологическую спелость. *Физическая спелость* зависит от гранулометрического состава, состава обменных катионов и гумусированности почв. Весной раньше других успевают к обработке песчаные и супесчаные почвы, а при одном и том же гранулометрическом составе – более гумусированные. Под *биологической спелостью почвы* понимают такое состояние ее температурного режима, при котором начинают активно развиваться биологические процессы (деятельность микроорганизмов, прорастание семян и др.). Для почв Беларуси оба вида спелости почвы наступают почти одновременно.

Таким образом, к числу наиболее важных факторов, влияющих на общие физические и физико-механические свойства почв, относятся гранулометрический и минералогический состав, структура, влажность, состав обменных катионов, гумусированность почвы, используемые при возделывании растений техника и технология.

### 24.3. Тепловые свойства и тепловой режим почв

Развитие растений и жизнедеятельность почвенных микроорганизмов могут совершаться лишь при определенных тепловых почвенных условиях. Тепловые условия оказывают также влияние на проявление и скорость протекания в почве химических, биохимических и других процессов.

Источником тепла в почве является тепло лучистой энергии. Совокупность свойств, обуславливающих способность почв поглощать и перемещать в своей толще тепловую энергию, называется тепловыми свойствами. К ним относятся: теплопоглощательная (отражательная) способность почв, теплоемкость, теплопроводность и др.

*Теплопоглощательная способность* – способность почвы поглощать лучистую энергию Солнца. Она характеризуется величиной

альbedo. *Альbedo* – количество солнечной радиации, отраженное поверхностью почвы и выраженное в процентах от общей солнечной радиации, достигающей поверхности почвы. Чем меньше альbedo, тем больше поглощает почва солнечной радиации. Альbedo зависит от цвета, влажности, структурного состояния, выравнинности поверхности почвы и растительного покрова. Альbedo идеально отражающей поверхности приближается к 100%, а абсолютно черного тела равно нулю. Максимальное альbedo имеет снег – 88–91%. У песков белого и желтого альbedo равно 34–40%. У влажных почв значительно меньшая отражательная способность. Так, альbedo чернозема влажного составляет 8%, а сухого – 14%.

*Теплоемкость* – свойство почвы поглощать тепло. Характеризуется количеством тепла в калориях, необходимого для нагревания единицы массы (1 г) или объема (1 см<sup>3</sup>) на 1°C. Теплоемкость почвы зависит от гранулометрического, минералогического состава, содержания органического вещества, влажности почвы, ее пористости и содержания воздуха. Поскольку вода более теплоемка по сравнению с минеральными и органическими компонентами почвы, то для повышения температуры влажной почвы требуется больше тепла, чем для сухой. Влажные почвы медленнее нагреваются и медленнее охлаждаются, сухие быстрее нагреваются и быстрее охлаждаются. Глинистые почвы, как более теплоемкие во влажном состоянии по сравнению с песчаными, весной медленнее нагреваются. Осенью при большем увлажнении они медленнее охлаждаются и становятся теплее песчаных. Изменяя влажность и пористость почвы поливами и обработкой, можно в определенных пределах регулировать температуру почвы.

*Теплопроводность* – способность почвы проводить тепло. От этого свойства зависит скорость передачи тепла от одного слоя к другому. В почве наряду с твердой фазой – органической и минеральной – содержатся в порах воздух и вода. Поэтому и передача тепла может осуществляться не только через минеральные и органические частицы, но и через разделяющие их воду и воздух. Каждая из этих составных частей почвы обладает разной теплопроводностью.

Теплопроводность минеральной части в среднем в 100 раз больше, чем воздуха, а воды – в 28 раз. Поэтому чем влажнее почва, тем больше ее теплопроводность, а чем рыхлее – тем меньше. Летом при просыхании верхнего слоя почвы его теплопроводность уменьшается и, как следствие, уменьшается и передача тепла из верхнего

слоя вниз. При этом уменьшаются потери влаги из почвы на физическое испарение.

*Тепловой режим почвы* обуславливается совокупностью явлений поглощения, передвижения и отдачи тепла. Основным показателем теплового режима почвы, который характеризует ее тепловое состояние, является температура почвы.

На территории Беларуси минимальные температуры устанавливаются в почвах в январе или феврале, максимальные – в июне и июле. Различают суточные и годовые колебания температур в почве. Наибольшие их колебания наблюдаются в верхнем слое, а минимальные изменения – на глубине 3–5 м. Суточный ход температур почвы имеет форму синусоиды с максимумом около 13 часов и минимумом в 4–5 часов (перед восходом солнца), причем суточный перепад температур может достигать 25–30°C.

Наилучший рост корневых систем растений наблюдается в интервале 10–25°C. С увеличением количества тепла происходит размножение бактерий, повышается их биологическая активность, а следовательно, ускоряется переработка органического вещества, усиливается процесс газообмена и передвижения влаги в почве. При снижении температуры все процессы замедляются, а при падении температуры ниже 0°C начинается замерзание почвы.

Промерзание почвы имеет как положительное, так и отрицательное значение. Положительное значение промерзания выражается в образовании почвенной структуры, миграции почвенных животных в нижние слои, способствующей разрыхлению почвы и улучшению ее водопроницаемости после оттаивания. При промерзании почвы задерживается начало вегетации растений, что позволяет лучше переносить воздействие заморозков.

Отрицательное значение промерзания состоит в понижении водопроницаемости и, следовательно, усилении поверхностного стока, задержке микробиологических и химических процессов, выжимании растений и задержке их развития.

Промерзание почвы и его глубина зависят от толщины снежного покрова, мощности лесной подстилки, густоты напочвенного покрова. В лесу почвы промерзают на значительно меньшую глубину, чем в поле. После оттаивания почва оказывается более рыхлой и влажной, а если оттаивание произошло до активного снеготаяния, почва поглощает талую воду и насыщается ею до большой глубины. При дальнейшем

прогревании создаются благоприятные условия для роста растений, развития микробиологических процессов – почва приходит в состояние спелости.

В зависимости от среднегодовой температуры и промерзания почвы В. Н. Димо выделяет четыре типа температурного режима почвы: *мерзлотный*, где среднегодовая температура почвенного профиля ниже 0°C; *длительно сезоннопромерзающий* – почвы с глубиной промерзания не менее 1 м и длительностью промерзания более 5 мес; *сезоннопромерзающий* – среднегодовая температура почвенного профиля положительная, а длительность промерзания менее 5 мес; *непромерзающий* – промерзания почв не наблюдается.

Для почв Беларуси характерен сезоннопромерзающий тип температурного режима. Регулирование теплового режима почв обеспечивается различными агротехническими и лесокультурными мероприятиями. Такие приемы, как снегонакопление, прикатывание снега, посыпание его золой, сохранение гребнистой пашни, мульчирование почвы темными веществами, покрытие ее пленкой, создание лесных полос, способствуют прогреванию почвы. Особенно благоприятное воздействие на температурный режим почвы оказывают создание лесных полос, глубокая вспашка, внесение органического вещества, рыхление, меры по снегонакоплению, т. е. общие агротехнические мероприятия, направленные в целом на улучшение физических свойств почв.

#### 24.4. Почвенный воздух и воздушный режим почв

Почвенный воздух, или газовая фаза, – важнейшая составная часть почвы, находящаяся в тесном взаимодействии с твердой, жидкой и живой фазами почвы. *Почвенным воздухом* называется смесь газов и летучих органических соединений, заполняющих поры почвы, свободные от воды. Наличие достаточного количества воздуха, его благоприятный состав не менее важны в жизни почвы и произрастании растений, чем влаго- и теплообеспеченность почв.

В атмосферном воздухе содержится в объемных процентах: 78,08 азота, 20,95 кислорода, 0,93 аргона, 0,03 углекислого газа. Этот состав довольно постоянный, и содержание его основных компонентов изменяется незначительно.

Для почвенного воздуха характерна изменчивость состава. В почвенном воздухе может содержаться углекислого газа в сотни раз боль-

ше, чем в атмосферном воздухе, а содержание кислорода может снизиться до 10% и меньше. Считается, что сумма кислорода и углекислого газа в почвенном воздухе должна равняться таковой в атмосферном воздухе, т. е. составлять 20,98%.

В почвенном воздухе в весьма незначительном количестве постоянно присутствуют летучие органические соединения (этилен, метан и др.), а в избыточно увлажненных почвах могут находиться в заметных количествах аммиак, сероводород и др.

Кислород в почве расходуется на дыхание корней растений, микроорганизмов, почвенной фауны и на химические процессы. Так, в высокогумусированных почвах до 1/3 количества кислорода может расходоваться на химическое связывание гумусом почвы. При недостатке кислорода и тем более при его отсутствии в почве прекращаются процессы жизнедеятельности аэробных организмов и развиваются анаэробные процессы с образованием токсичных для растений соединений.

Все растения, в том числе и древесные, являются аэробными организмами; для жизнедеятельности им необходим кислород. Для функционирования корневых систем растений кислород поступает из почвенного раствора или из грунтовых вод, т. е. из среды, где он находится в растворенном состоянии. При этом содержание кислорода должно быть больше 4 мг/л. Потребность же растений в кислороде огромная и составляет 0,32–1,43 мг/сут на 1 г сухого вещества. Значительное количество растворенного кислорода расходуется микроорганизмами, большинство из которых также являются аэробами, а также на физико-химические процессы, протекающие в почвах.

При содержании кислорода в почвенном растворе до 1 мг/л он расходуется преимущественно на физико-химическое связывание гумусом почвы. Поэтому только в почвах, богатых гумусом, наблюдается полное отсутствие кислорода. При концентрации от 1 до 3–4 мг/л кислород расходуется также и на микробиологическую деятельность, а при концентрации выше 4 мг/л в поглощении кислорода принимает участие корневая система растений.

Известно, что насыщение воды кислородом зависит от температуры. Так, при температуре среды 0°C насыщение кислородом составляет 14,64 мг/л, при 10°C – 11,35 и при 20°C – 9,19 мг/л. Следовательно, температурные условия почвы не являются ограничивающим фактором обеспечения кислородом корневых систем растений (достаточно сравнить 4 и 9,19 мг/л).

Насыщение кислородом почвенного раствора и грунтовых вод осуществляется двумя путями: при поступлении в почву талой и дождевой воды и за счет диффузии из почвенного воздуха. Хотя дождевая вода может иметь неполное насыщение кислородом (до 60% и меньше), но в определенной степени она является источником увеличения содержания кислорода как в почвенном растворе, так и в грунтовых водах. При высокой водопроницаемости почв, способствующей быстрому просачиванию влаги вглубь, растворенный в дождевой воде кислород расходуется при фильтрации не полностью, достигая грунтовых вод. Так, из-за отсутствия источников потребления кислорода на глубине в сосняке лишайниковом среднее содержание кислорода в грунтовых водах при глубине их залегания 270 см составляло около 8 мг/л в период вегетации. В сосняке мшистом, где грунтовые воды залегают ближе к дневной поверхности и имеют контакт с корневой системой деревьев, содержание кислорода падает до 1,82 мг/л, составляя в период вегетации в среднем около 4 мг/л.

С приближением грунтовых вод к дневной поверхности содержание кислорода в них снижается за счет усиленного расхода в пределах гумусового горизонта. Так, в грунтовых водах сосняка черничного и сфагново-осокового кислород иногда отсутствует. Обычно при усиленном расходе кислорода из верхнего слоя грунтовых вод глубже расположенные слои также характеризуются низким его содержанием, что объясняется передвижением растворенного кислорода по градиенту концентрации.

Кислородный режим в зоне капиллярной каймы аналогичен таковому в грунтовых водах. При расположении капиллярной каймы на значительной глубине, где отсутствуют источники потребления, содержание кислорода соответствует его содержанию в грунтовой воде. С приближением к дневной поверхности, особенно если капиллярная кайма располагается в области гумусового горизонта, концентрация кислорода незначительна, несколько увеличиваясь в дождливые периоды.

Случаи выпадения обильных осадков, являющихся источником гравитационной воды, крайне редки в период вегетации. Поэтому рост и развитие растений зависят в основном от обогащения кислородом почвенного раствора и грунтовых вод путем диффузии из почвенного воздуха. Этот процесс возможен при повышенном парциальном давлении кислорода в почвенном воздухе. В результате расхода кислорода на биологические процессы, сопровождающиеся выделением углекис-

лого газа, почвенный воздух обедняется кислородом и обогащается углекислым газом. Следовательно, обеспечение живых организмов кислородом возможно только лишь при условии постоянного обмена почвенного воздуха с атмосферным.

Процесс обмена почвенного воздуха с атмосферным называют газообменом или *аэрацией почвы*. Аэрации почвы способствуют: атмосферные осадки, влага которых при поступлении в почву вытесняет почвенный воздух; ветер, изменение температуры почвы, атмосферного давления и глубины залегания грунтовых вод, вызывающие объемные изменения почвенного воздуха и, как следствие, направление его тока из почвы или в почву.

Однако основным фактором аэрации почвы является диффузия, т. е. в данном случае перемещение газов в соответствии с их парциальным давлением. Поскольку в почвенном воздухе кислорода меньше, то в результате диффузии создаются условия для его постоянного поступления в почву из атмосферного воздуха. В отношении углекислого газа происходит обратный процесс.

Состояние аэрации почвы определяется воздушно-физическими свойствами, из которых важнейшими являются воздухопроницаемость, воздухоемкость и воздухосодержание.

*Воздухопроницаемость* – способность почвы пропускать через себя воздух. Чем полнее выражена воздухопроницаемость, тем лучше аэрация почвы, тем больше в почвенном воздухе кислорода и, следовательно, возрастает вероятность поступления его в почвенный раствор.

Воздухопроницаемость зависит от гранулометрического состава, структурности почвы, ее плотности и влажности. Воздухопроницаемость песчаных почв выше из-за наличия в них некапиллярной пористости. Низкую воздухопроницаемость имеют суглинистые и глинистые почвы. В структурных почвах, где имеются в достаточном количестве некапиллярные поры, создаются благоприятные условия для воздухопроницаемости. Естественно, что с возрастанием влажности воздухопроницаемость почвы ухудшается.

*Воздухоемкость* соответствует некапиллярной пористости и является величиной постоянной для той или иной почвы, имеющей определенный гранулометрический состав и степень оструктуренности. При разрушении почвенных агрегатов ее величина уменьшается, а при повышении степени оструктуренности – увеличивается. Выражается в объемных процентах. При воздухоемкости меньше 15% аэрация почв

недостаточная, чтобы обеспечить благоприятный состав почвенного воздуха.

*Воздухосодержание* – содержание пор в почве в объемных процентах на данное время. Зависит от общей пористости и влажности почвы. Изменяется обратно изменению влажности почвы. Максимальное воздухосодержание наблюдается при воздушно-сухом состоянии почвы, когда незначительная часть общей пористости занята гигроскопической влагой. Минимальные величины воздухосодержания характерны для зоны капиллярной каймы и в периоды нахождения гравитационной влаги в тяжелых по гранулометрическому составу почвах. Оптимальные условия для аэрации почвы создаются при воздухосодержании в минеральных почвах 20–25%, а в торфяных – 30–40%.

Диффузия газов в воде, в частности кислорода, происходит в тысячи раз медленнее, чем в воздухе. Поэтому в почвах с достаточным количеством пор, особенно некапиллярных, атмосферный воздух посредством аэрации, а вместе с ним и кислород, поступают в почвенную толщу на значительную глубину гораздо быстрее, чем путем диффузии в водной среде. Следовательно, аэрация почвы является важным связующим звеном между атмосферным воздухом и почвенным раствором.

#### **24.5. Почвенная влага, водные свойства и водный режим почв**

Вода играет огромную роль в формировании и развитии почвенного покрова. В почвообразовании, особенно в формировании почвенного плодородия, вода относится к наиболее существенным биофизическим реагентам, значимость ее сопоставима, по определению Г. Н. Высоцкого, лишь со значимостью крови для живого организма. Вода является основой жидкой фазы почвы, или почвенного раствора.

Источником почвенной влаги являются атмосферные жидкие (дождь) и твердые (снег, изморозь, иней) осадки. Количество поступающей в почву влаги зависит от климата, рельефа, типа и вида растительности, гидрогеологических условий. Количество воды, поступающей на поверхность суши, измеряется в миллиметрах водного слоя: 1 мм осадков соответствует 10 т воды на 1 га.

Для создания 1 г сухого вещества растениям требуется от 200 до 1000 г воды. При годичном приросте фитомассы в 5 т/га лесным

насаждениям требуется около 5 тыс. т воды, т. е. 500 мм. Количество же выпадающих осадков в период вегетации несколько меньше, и притом выпадают они крайне неравномерно. Поэтому влагообеспеченность растений зависит от запасов влаги в почве, образующихся в результате ее водоудерживающей способности. Кроме того, на территории Беларуси довольно часто влагообеспеченность древостоев обуславливается влагой грунтовых вод, которые образуются за счет атмосферных осадков.

Почвенную влагу, ее доступность для растений, водные свойства и водный режим почв изучали А. А. Измаильский, Г. Н. Высоцкий, П. С. Косович, А. Ф. Лебедев, А. А. Роде, Н. А. Качинский, С. И. Долгов, П. П. Роговой и другие ученые.

**24.5.1. Категории почвенной влаги.** Почвенная влага удерживается почвой с различной силой, характеризуется неодинаковой подвижностью, обладает разными свойствами. Порции почвенной воды, обладающие одинаковыми свойствами, получили название *категорий* или *форм* почвенной влаги.

Выделяются следующие основные категории почвенной влаги, различающиеся между собой прочностью связи с твердой фазой почвы и степенью подвижности: твердая, химически связанная, парообразная, физически связанная и свободная.

Твердая влага – лед – непосредственно не используется растениями, но является потенциальным источником жидкой и парообразной влаги при переходе температуры почвы выше 0°C.

Химически связанная влага удерживается ионными и молекулярными силами, отличается исключительно высокой прочностью связи и неподвижностью. Она не может использоваться растениями. О химически связанной влаге см. подразд. 13.1.

*Парообразная влага* находится в почвенном воздухе и передвигается в форме водяного пара от участков с высокой абсолютной упругостью к участкам с более низкой упругостью; может пассивно передвигаться с током воздуха. После конденсации часть парообразной влаги становится доступной для растений. В средних широтах большого значения в жизни растений не имеет.

*Физически связанная, или сорбированная, влага* удерживается на поверхности частиц почвы силами сорбции. В силу того что молекулы воды представляют собой диполи, т. е. частицы с двумя полюсами, несущими заряды противоположного знака, они обладают способностью

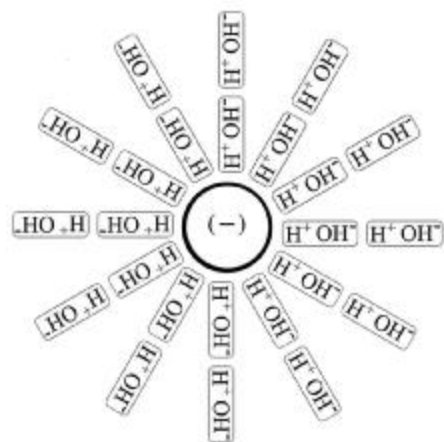


Рис. 58. Ориентированные диполи воды вокруг почвенной частицы

притягиваться поверхностью почвенных частиц и даже вступать в связь друг с другом, притягиваясь полюсами противоположного знака. Все молекулы сорбированной воды находятся, таким образом, в строго ориентированном положении (рис. 58).

Прочность связи молекул воды наибольшая вблизи поверхности частиц, по мере удаления от них она постепенно убывает. В зависимости от прочности удержания воды сорбционными си-

лами физически связанную влагу подразделяют на прочносвязанную и рыхлосвязанную. *Прочносвязанная влага* поглощается почвой из парообразного состояния. Свойство почвы сорбировать парообразную влагу называют *гигроскопичностью почвы*, а поглощенную таким образом влагу – *гигроскопической (Г)*.

Таким образом, прочносвязанная влага – это влага гигроскопическая. Она удерживается у поверхности почвенных частиц очень высоким давлением, образуя вокруг них тончайшие пленки. Высокая прочность удержания обуславливает полную неподвижность гигроскопической влаги. По физическим свойствам гигроскопическая влага приближается к твердым телам. Плотность ее достигает  $1,5\text{--}1,8\text{ г/см}^3$ , она не замерзает, не растворяет электролиты и не доступна для растений.

Количество водяного пара, сорбируемого почвой, находится в тесной зависимости от относительной влажности воздуха. При низкой относительной влажности воздуха (порядка 20–40%) на поверхности почвенных частиц образуется моно- и бимолекулярный слой. С увеличением относительной влажности воздуха возрастает толщина водной пленки. Предельное количество влаги, которое может поглощаться почвой из парообразного состояния при относительной влажности воздуха, близкой к 100%, называют *максимальной гигроскопической влагой (МГ)*. При этом толщина пленки из молекул воды достигает 3–4 слоев.

На гигроскопичность почв и МГ оказывают существенное влияние свойства твердой фазы почв, и в первую очередь те из них, с которыми связана удельная поверхность почвенных частиц (гранулометрический состав почв, степень их гумусированности). Чем выше в почве содержание илистой и особенно коллоидной фракции, тем выше будет гигроскопичность почв и МГ. Гумус также увеличивает гигроскопичность почвы. Поэтому почвы с более высоким содержанием гумуса при одном и том же гранулометрическом составе всегда характеризуются большим значением МГ. Для определения МГ почв можно использовать предложенную нами формулу

$$МГ = 1,71 + 0,16x, \quad (71)$$

где МГ – максимальная гигроскопичность почв, % от объема;  $x$  – содержание частиц физической глины, % от массы.

Следовательно, МГ для рыхлопесчаных почв составляет меньше 2,5%, для связнопесчаных колеблется от 2,5 до 3,3, для супесей – 3,3–4,9, для суглинков – 4,9–9,7 и для глинистых почв превышает 9,7%.

Экспериментально величина МГ определяется в лабораторных условиях путем помещения почвенного образца в эксикатор с 10%-ным раствором серной кислоты, обеспечивающим при температуре  $20^\circ\text{C}$  относительную влажность воздуха, равную 96%. Образец выдерживается в эксикаторе до полного насыщения, что устанавливается периодическим взвешиванием (метод Митчерлиха).

Более простым и мало уступающим в точности является метод А. В. Николаева, по которому насыщение почвы ведется над насыщенным раствором серно-кислого калия, поддерживающим относительную влажность воздуха в 98%.

*Рыхлосвязанная (пленочная) влага* – влага, удерживаемая в почве сорбционными силами сверх МГ. Она образуется при поступлении в почву жидкой воды, так как почва не может поглощать парообразную воду сверх МГ. Рыхлосвязанная влага обволакивает почвенные частицы в виде пленки, толщина которой может достигать нескольких десятков и даже сотен диаметров молекул воды. По физическому состоянию пленочная влага весьма неоднородна, что обусловлено различной прочностью связи молекул разных слоев. Можно сказать, что она занимает промежуточное положение между прочносвязанной влагой и свободной. Рыхлосвязанная влага в отличие от прочносвязанной может передвигаться в жидкой форме от почвенных частиц с более



толстыми водными пленками к частицам, у которых она тоньше. Содержание пленочной влаги в почве определяется теми же свойствами почв, что и содержание МГ.

*Свободная влага* содержится в почве сверх рыхлосвязанной, находится уже вне области действия сорбционных сил и поэтому является свободной. Отличительным признаком этой категории влаги является отсутствие ориентировки молекул воды около почвенных частиц. В почвах свободная влага присутствует в капиллярной и гравитационной формах.

*Капиллярная влага* удерживается в почве в порах малого диаметра – капиллярах – под действием капиллярных или, как их еще называют, менисковых сил. В связи с тем что вода имеет свойство хорошо смачивать почвенные частицы, в порах-капиллярах образуются вогнутые мениски. Кривизна менисков зависит от диаметра пор-капилляров: чем меньше диаметр капилляра, тем большей кривизны образуется мениск. При вогнутом мениске молекулярное давление в его пределах уменьшается, в силу чего уровень воды в капилляре поднимается, и чем меньше диаметр капилляра, тем на большую высоту поднимается вода. Менисковые силы в почве начинают проявляться при диаметре пор менее 8 мм, но особенно они выражены в порах диаметром от 100 до 3 мкм. В порах крупнее 8 мм искривление поверхности воды наблюдается только у стенок, большая же часть поверхности остается плоской, и молекулярное давление в пределах порового пространства не уменьшается. Поры мельче 3 мкм заполнены связанной влагой, и мениски в них отсутствуют.

Капиллярная влага по физическому состоянию жидкая, свободно растворяет вещества и перемещает растворимые соли, коллоиды и тонкие суспензии. Она легко используется растениями. В почвах капиллярная влага может быть в виде капиллярно-подвешенной и капиллярно-подпертой.

*Капиллярно-подвешенная влага* заполняет капиллярные поры в почвах, она не имеет гидравлической связи с грунтовой водой или верховодкой. Присутствие ее характерно для структурных агрегатов, а также для почв, обладающих капиллярной пористостью. Скопление капиллярно-подвешенной влаги наблюдается в нижней части слоя почвы, представленного более тяжелым гранулометрическим составом, если он подстилается слоем почвы легкого гранулометрического состава. Например, при подстилании суглинка песком нижняя часть суглинка

отличается повышенной влажностью за счет скопления капиллярно-подвешенной влаги.

*Капиллярно-подпертая влага* – это влага, образующая капиллярную кайму, она гидравлически связана с водой водоносного горизонта. Высота капиллярного поднятия влаги от грунтовых вод зависит в основном от гранулометрического состава почвогрунтов и определяется по предложенной нами формуле

$$y = 52,7 + 8,7x, \quad (72)$$

где  $y$  – высота капиллярного поднятия влаги от зеркала грунтовых вод, см;  $x$  – содержание частиц физической глины в зоне капиллярной каймы, % от массы.

Капиллярно-подпертая влага имеет большое значение для растений, так как свободно ими используется для своего роста и развития.

Природа образования гравитационной влаги и ее характеристика рассмотрены ранее (см. подразд. 13.1).

**24.5.2. Водные свойства почв и почвенно-гидрологические константы.** *Водными (водно-физическими, гидрофизическими) свойствами* называют совокупность свойств почвы, которые определяют поведение почвенной влаги в ее толще. Наиболее важными водными свойствами являются: водопроницаемость, водоподъемная способность, водоудерживающая способность и влагоемкость почвы.

*Водопроницаемость почв* – способность почв впитывать и пропускать через себя воду, поступающую с поверхности. При этом происходит сначала поглощение воды почвой с образованием пленочной формы воды, а потом фильтрация воды через почвенную толщу. Последнее возможно при наличии в почве гравитационной формы влаги. В природных условиях чаще наблюдается поглощение воды почвой. Фильтрация же имеет место в случае значительного поступления влаги в почву (при выпадении большого количества осадков, в период снеготаяния, при орошении большими нормами).

Водопроницаемость почв зависит от гранулометрического состава и химических свойств почв, их структурного состояния, плотности, пористости, влажности и длительности увлажнения. В почвах тяжелого гранулометрического состава при прочих равных условиях она всегда меньше, чем в легких. Снижает водопроницаемость почв присутствие набухающих коллоидов, особенно насыщенных катионом натрия или магния, поскольку при увлажнении такие почвы быстро

набухают и становятся практически водонепроницаемыми. Почвы оструктуренные, рыхлые характеризуются большей водопроницаемостью.

*Водоподъемная способность почв* – свойство почвы вызывать восходящее передвижение содержащейся в ней воды за счет капиллярных сил. Высота подъема воды и скорость ее передвижения при подъеме зависят в основном от гранулометрического состава почв, их оструктуренности и пористости. Чем почвы тяжелее и менее структурны, тем больше высота подъема воды, но скорость ее подъема меньше.

В порах по мере уменьшения поперечного размера капиллярные силы сначала будут расти в связи с увеличивающейся кривизной менисков, а потом начнут падать. При малом размере пор (3 мкм и менее) весь внутренний их просвет или большая его часть заполнены связанной пленочной влагой и активные действующие поры либо совсем исчезают, либо просвет их становится настолько мал, что всасывающая сила мениска компенсируется силами трения движущейся капиллярной влаги о стенки пленок сорбированной влаги и передвижение капиллярной влаги, а следовательно, и капиллярный подъем происходить не могут. В почвах ненарушенного сложения, т. е. не подвергавшихся обработке, высоту капиллярного подъема влаги можно определять по формуле (72).

*Водоудерживающая способность* – способность почвы удерживать содержащуюся в ней воду от стекания под влиянием силы тяжести. Количественной характеристикой водоудерживающей способности почвы является ее влагоемкость.

*Влагоемкость почвы* – способность поглощать и удерживать определенное количество воды. В зависимости от сил, удерживающих воду в почве, и условий ее удержания выделяют следующие виды влагоемкости, которые соответствуют нахождению в почве определенных категорий (форм) влаги: максимальную молекулярную и капиллярную (см. подразд. 13.2).

Несмотря на то что разделение почвенной влаги на категории (формы) несколько условно и ни одна из них не обладает абсолютной значимостью, можно выделить определенные интервалы влажности, в пределах которых какая-то часть влаги обладает одинаковыми свойствами и степенью доступности ее для растений.

Граничные значения влажности, при которых количественные изменения в подвижности влаги переходят в качественные отличия,

называют *почвенно-гидрологическими константами*. К ним относятся: максимальная гигроскопичность, влажность завядания, влажность разрыва капилляров, наименьшая влагоемкость, полная влагоемкость.

*Максимальная гигроскопичность* (МГ) – характеризует предельно возможное количество парообразной влаги, которое может поглотить почва из воздуха, почти насыщенного водяным паром. Характеристика этого вида влаги была дана выше.

*Влажность устойчивого завядания*, или *влажность завядания* (ВЗ), – влажность почвы, при которой растения проявляют признаки устойчивого завядания, т. е. такого завядания, когда его признаки не исчезают даже после помещения растения в благоприятные условия. Величина ВЗ зависит от вида растений, т. е. разные растения обнаруживают признаки устойчивого завядания при неодинаковой влажности почвы.

Величина ВЗ определяется опытным путем – выращиванием растений в вегетационных сосудах с последующим определением влажности почвы в них при наступлении устойчивого завядания.

Влажность устойчивого завядания может быть определена и косвенным путем – по величине МГ путем умножения ее на определенный коэффициент. По литературным данным, этот коэффициент колеблется от 1,34 до 2,0 и даже 2,5. Для характеристики влагообеспеченности древесных пород можно применять коэффициент 2,0.

Содержание влаги в почве, соответствующее ВЗ, равно непродуктивному запасу влаги, т. е. тому запасу влаги, который не может расходоваться растениями для своего роста и развития.

*Влажность разрыва капилляров* (ВРК), или влажность разрыва капиллярной связи, – влажность почвы, при которой подвижность почвенной влаги в процессе снижения влажности резко уменьшается. Происходит это в связи с тем, что из почвы исчезает капиллярная влага, а остается влага в мельчайших порах, в углах стыка частиц и пленочная рыхлосвязанная влага. Она мало подвижна, но физиологически доступна корешкам растений. ВРК называют также критической влажностью, так как при влажности ниже ВРК рост растений замедляется из-за недостаточной влагообеспеченности и их продуктивность снижается.

Величина ВРК определяется опытным путем с использованием почвенных монолитов, а также на основании анализа данных по влажности почвы в динамике. При характеристике влагообеспеченности древесных пород величину ВРК можно принимать как среднее значение между ВЗ и НВ.

*Наименьшая влагоемкость* (НВ) – наибольшее количество влаги, которое может удерживать почва после стекания избытка влаги при глубоком залегании грунтовых вод. Соответствует содержанию в почве всех форм влаги за исключением гравитационной. Термину «наименьшая влагоемкость» соответствуют термины «полевая влагоемкость», «общая влагоемкость» и «предельная полевая влагоемкость».

Наименьшая влагоемкость почв является важной гидрологической характеристикой почвы. По НВ рассчитываются поливные нормы, с ней связано понятие о дефиците влаги в почве, который представляет собой величину, равную разности между НВ и фактической влажностью почвы. Оптимальной влажностью считается влажность почвы, составляющая 70–100% наименьшей влагоемкости.

На почвах ненарушенного сложения (например, почвы лесных фитоценозов) величину НВ можно определить по величине МГ, используя предложенную нами формулу

$$НВ = 5,6 + 8,9МГ, \quad (73)$$

где НВ – величина наименьшей влагоемкости, % от объема почвы; МГ – величина максимальной гигроскопичности, % от объема почвы.

*Полная влагоемкость* (ПВ) – наибольшее количество влаги, которое может содержаться в почве при условии заполнения водой всех пор. Она соответствует количеству влаги, удерживаемому грунтом или почвой в состоянии полного насыщения, при заполнении всех пор водой. Такое содержание характерно для грунтов, находящихся в водоносных слоях. Полная влагоемкость может определяться по величине общей пористости, но даже водоносные горизонты могут содержать до 20% заземленного воздуха.

Почвенно-гидрологические константы имеют большое практическое значение, так как при сравнении с ними фактической влажности почвы можно судить о степени обеспеченности влагой растений и влиянии влажности почвы на их продуктивность. В табл. 14 приведены почвенно-гидрологические константы для почв различного гранулометрического состава.

При определении гидрологических констант использованы формулы и придержки, указанные выше. При этом плотность почвы принята равной 1,2 г/см<sup>3</sup>.

Наиболее распространенным и довольно точным методом определения фактической влажности почвы является весовой метод.

Почвенные образцы, отбираемые в полевых условиях специальным буром, высушиваются при температуре 100–105°C. Отношение количества воды, содержащейся в образце, к массе сухого образца, выраженное в процентах, показывает массовую влажность почвы, или процент от массы.

Таблица 14

**Почвенно-гидрологические константы в зависимости от гранулометрического состава почв**

Содержание физической глины, % от массы	Почвенная разность	Почвенно-гидрологические константы							
		% от массы				% от объема			
		МГ	ВЗ	ВРК	НВ	МГ	ВЗ	ВРК	НВ
3	Песок рыхлый	1,8	3,6	12,3	21,0	2,2	4,4	14,8	25,2
5	Песок рыхлый	2,1	4,2	13,8	23,3	2,5	5,0	16,5	27,9
8	Песок связный	2,5	5,0	16,0	26,9	3,0	6,0	19,2	32,3
10	Песок связный	2,8	5,6	17,4	29,2	3,3	6,6	20,8	35,0
15	Супесь рыхлая	3,4	6,8	21,0	35,1	4,1	8,2	25,2	42,1
30	Суглинок легкий	5,4	10,8	31,9	52,9	6,5	13,0	28,3	63,5

Содержание влаги в почве предпочтительнее выражать посредством объемной влажности, которая показывает, какой объем в процентах занимает содержащаяся в почве влага. Определяется она по следующей формуле:

$$В_{об} = В_{м}Пл, \quad (74)$$

где  $В_{об}$  – влажность почвы, % от объема;  $В_{м}$  – влажность почвы, % от массы; Пл – плотность почвы, г/см<sup>3</sup>.

Массовая влажность органогенных горизонтов (лесная подстилка, торф) достигает иногда 200% и более, что создает впечатление их якобы высокой влажности. Из-за низкой плотности этих горизонтов их объемная влажность значительно меньше.

Обычно количество поступающей в почву влаги путем, например, выпадения атмосферных осадков, и потребность растений во влаге

выражаются в миллиметрах. Поэтому для получения сравнительных данных о влагообеспеченности растений необходимо знать *запасы влаги* в почве, выраженные также в миллиметрах. Они определяются по следующей формуле:

$$ЗВ = 10V_{об}T, \quad (75)$$

где ЗВ – запас влаги в почве, мм;  $V_{об}$  – влажность почвы, % от объема;  $T$  – мощность слоя почвы, м.

Разница между запасами влаги в почве при НВ и ВЗ составляет *продуктивный запас влаги*, т. е. это влага, которая может использоваться растениями. Однако наиболее благоприятные условия влагообеспеченности растений складываются в тех случаях, когда фактический запас влаги в почве находится в пределах между НВ и ВРК.

**24.5.3. Водно-воздушный режим почв.** Для успешного произрастания сельскохозяйственных и древесных растений необходимо достаточное количество влаги в почве и кислорода в почвенном растворе. Такое сочетание этих показателей возможно при оптимальном водно-воздушном режиме почв.

Избыток влаги сам по себе не является отрицательным фактором для растений. Например, при гидропонном выращивании растений их корневая система находится в водной среде, содержащей в достаточном количестве необходимые для роста и развития вещества, в том числе и кислорода. В природных условиях, как правило, повышенное содержание влаги в почве препятствует аэрации, в результате чего в почве возникает недостаток кислорода.

Ведущим фактором, определяющим породный состав и продуктивность лесных насаждений, а также урожай сельскохозяйственных растений, является водно-воздушный режим почв, зависящий от гранулометрического состава и глубины залегания грунтовых вод.

На автоморфных почвах возвышенных местоположений, где грунтовые воды залегают глубже 5 м и поэтому их влага не оказывает заметного влияния на древесные растения, условия водно-воздушного режима почв зависят от гранулометрического состава. С увеличением содержания в почве частиц физической глины возрастает влагоемкость почв и соответственно увеличивается продуктивный запас влаги, который может удерживаться почвой. На рыхлопесчаных почвах с содержанием частиц физической глины только 3% этот запас в 1-метровом слое почвы составляет около 200 мм. На супесчаных почвах при

содержании частиц физической глины 15% он значительно выше (340 мм), а на суглинистых почвах при 30%-ном содержании частиц физической глины достигает 500 мм.

На территории Беларуси, т. е. на определенном фоне климатических условий, наиболее благоприятные условия водно-воздушного режима складываются на автоморфных легко- и среднесуглинистых почвах, где лесобразующие древесные породы достигают наибольшей продуктивности (Ia бонитет и выше). На автоморфных рыхлопесчаных почвах с содержанием частиц физической глины около 2% из наших лесобразующих пород может произрастать только сосна обыкновенная, формирующая в этих условиях низкопродуктивные древостои IV и даже V классов бонитета. Низкой продуктивностью отличаются древостои, произрастающие на тяжелосуглинистых и глинистых автоморфных почвах, где из-за повышенной влагоемкости наблюдается недостаток кислорода в почвенном растворе.

Условия водно-воздушного режима почв, близкие к оптимальным для роста и развития растений, могут складываться даже на песчаных почвах при определенной глубине залегания II грунтовых вод. В Беларуси около 80% лесов по площади произрастают в условиях, где влага ПГВ оказывает заметное влияние на структуру и продуктивность лесных фитоценозов.

При сравнительно неглубоком залегании ПГВ от дневной поверхности в почвенном профиле выделяются три зоны: избытка влаги, оптимального увлажнения и недостатка влаги, отличающиеся качественно одна от другой по водно-воздушному режиму.

*Зона избытка влаги* располагается над зеркалом грунтовых вод. Влажность почвы в ней обуславливается капиллярным поднятием влаги от грунтовых вод и по величине превышает НВ. Основным фактором в этой зоне, ограничивающим рост и развитие растений, является недостаток кислорода. Особенно низким его содержанием данная зона характеризуется в том случае, если залегает в поверхностных гумусированных слоях почвы, имеющих, как правило, высокую биологическую насыщенность. Мощность этой зоны определяется гранулометрическим составом.

Над зоной избытка влаги располагается *зона оптимального увлажнения*. Влажность почвы в ней колеблется между НВ и критической влажностью, т. е. находится в оптимальных для роста и развития растений пределах. Здесь лучше и кислородный режим, так как, помимо

поступления с влагой атмосферных осадков, содержание кислорода увеличивается за счет аэрации почвы. Но мощность этой зоны незначительна (например, на песчаных почвах составляет всего лишь около 10 см).

Верхние слои почвенного профиля занимает *зона недостатка влаги*. Аэрацию почвы в этой зоне следует признать удовлетворительной даже в торфяно-болотных почвах при значительном снижении уровня грунтовых вод (например, на осушенных торфяниках). Влажность почвы в зоне недостатка влаги колеблется в больших пределах, но в период вегетации находится в основном между критической влажностью и ВЗ, т. е. в почве ощущается недостаток влаги. Минимальное содержание влаги, до которого иссушаются, особенно поверхностные, слои этой зоны, определяется ее мощностью. Чем больше по величине зона недостатка влаги, тем при прочих равных условиях сильнее, глубже и чаще могут иссушаться поверхностные слои почвы, даже ниже ВЗ, за счет физического испарения.

Таким образом, водно-воздушный режим, складывающийся в том или ином почвенном профиле, обуславливается наличием и мощностью каждой из указанных зон, т. е. в конечном счете определяется глубиной залегания грунтовых вод. Мощность зон избытка влаги и оптимального увлажнения является величиной постоянной для конкретного почвенного профиля, так как обуславливается гранулометрическим составом. Поэтому естественное или антропогенное нарушение глубины залегания грунтовых вод приводит в первую очередь к изменению мощности зоны недостатка влаги.

Зона аэрации включает в себя зону недостатка влаги и зону оптимального увлажнения, т. е. *зона аэрации* – толща почвогрунтов, расположенная до зоны капиллярной каймы. При выходе капиллярной каймы на дневную поверхность газообмен между почвенным раствором и атмосферой осуществляется путем диффузии газов в водной среде. При этом обогащение почвенного раствора кислородом происходит на незначительную глубину. Высшие растения, обладающие малой фитомассой, и древесные породы в начальный период жизни способны в таких условиях расти и развиваться. С возрастом и, следовательно, увеличением фитомассы для нормального роста и развития деревьев необходима определенной величины зона аэрации.

Величина оптимальной зоны аэрации зависит в основном от возраста древостоев, а оптимальный уровень грунтовых вод определяется, кроме того, и почвенной разностью, так как при изменении грануло-

метрического состава соответственно изменяется высота капиллярного поднятия влаги от грунтовых вод. Оптимальная зона аэрации для сосновых древостоев колеблется от 24 см в 20-летних древостоях до 82 см в возрасте 100 лет (табл. 15).

Таблица 15  
**Оптимальная зона аэрации для сосновых древостоев  
в зависимости от возраста**

Возраст, лет	Зона аэрации, см	Возраст, лет	Зона аэрации, см	Возраст, лет	Зона аэрации, см
20	24	50	53	80	74
30	34	60	61	90	78
40	44	70	68	100	82

Для других лесобразующих пород Беларуси величина оптимальной зоны аэрации отличается незначительно, и при необходимости ее можно принимать такой же. Исключение составляет ольха черная, произрастающая при избытке влаги и относящаяся поэтому к гигрофитам.

Оптимальная глубина залегания грунтовых вод определяется по предложенной нами формуле

$$y = 3A + 52,7 + 8,7x, \quad (76)$$

где  $y$  – оптимальная глубина залегания (уровень) грунтовых вод, см;  $3A$  – оптимальная зона аэрации, см;  $x$  – содержание частиц физической глины в зоне капиллярной каймы, %.

Глубина залегания грунтовых вод изменяется по сезонам и годам. Для сезонной амплитуды колебания уровня грунтовых вод характерен его весенний максимальный подъем после снеготаяния и медленное снижение в течение периода вегетации за счет суммарного испарения и подземного стока. Выпадающие в период вегетации атмосферные осадки в основном расходуются на увеличение влажности почвы в зоне аэрации и мало влияют на колебание уровня грунтовых вод за исключением периодов обильных дождей. Осенью в связи с уменьшением расхода влаги на суммарное испарение наблюдается некоторый подъем уровня грунтовых вод.

Поскольку количество атмосферных осадков изменяется в многолетнем цикле, периоды повышенного увлажнения сменяются периодами недостатка атмосферного увлажнения. При повышенном атмосферном увлажнении наблюдается подъем грунтовых вод, и, наоборот, в засушливые периоды глубина залегания грунтовых вод увеличивается.

В связи с сезонной и многолетней амплитудой колебания уровня грунтовых вод их оптимальная глубина залегания, установленная по формуле (76), должна приходиться на конец мая – начало июня, когда наблюдается максимальное проявление ростовых процессов у древесных пород, и притом в период среднесезонного атмосферного увлажнения.

Хотя на территории Беларуси температурный фактор смещен в сторону минимума, повышенные температуры в период вегетации на фоне крайне недостаточного увлажнения оказывают отрицательное влияние на рост и развитие растений. При повышенных температурах возрастает транспирация и расход влаги на физическое испарение, запасы влаги в зоне ризосферы уменьшаются до ВЗ, что в сочетании с низкой относительной влажностью воздуха приводит к засухе. В засушливые периоды происходит истощение запасов грунтовых вод и максимальное снижение их уровня с соответствующим увеличением в почвенном профиле зоны недостатка влаги. Таким образом, чередование периодов повышенного и пониженного атмосферного увлажнения увеличивает амплитуду колебания уровня грунтовых вод.

## Глава 25. ПЛОДОРОДИЕ ПОЧВ И МЕРОПРИЯТИЯ ПО ЕГО ПОВЫШЕНИЮ

Плодородие – существенное качественное свойство почвы, отличающее ее от горной породы. Под *плодородием* понимают способность почв удовлетворять потребности растений в элементах питания, воде, обеспечивать их корневые системы достаточным количеством воздуха, тепла и благоприятной физико-химической средой для нормального роста и развития. При характеристике плодородия почв целесообразно использовать следующие понятия.

*Естественное (природное) плодородие* – то плодородие, которым обладает почва в природном состоянии без вмешательства человека.

*Искусственное плодородие* – плодородие, которым обладает почва в результате воздействия на нее целенаправленной человеческой деятельности (распашка, периодическая механическая обработка, мелиорация, применение удобрений, севообороты и т. д.).

*Потенциальное плодородие* – суммарное плодородие почвы, определяемое ее свойствами, как приобретенными в процессе почвообразования, так и созданными или измененными человеком.

*Эффективное плодородие* – та часть потенциального плодородия, которая реализуется в виде урожая растений при данных климатических (погодных) и технико-экономических (агротехнологических) условиях.

*Относительное плодородие* – плодородие почвы в отношении к какой-то определенной группе или виду растений (плодородная для одних растений почва может быть бесплодной для других).

*Экономическое плодородие* – экономическая оценка почвы в связи с ее потенциальным плодородием и экономическими характеристиками земельного участка.

*Воспроизводство плодородия* – совокупность природных почвенных процессов или система целенаправленных мелиоративных и агротехнических воздействий для поддержания эффективного почвенного плодородия на уровне, приближающемся к потенциальному плодородию.

Условия, определяющие плодородие почвы, могут быть прямые и косвенные. К прямым условиям, непосредственно влияющим на рост и развитие растений, относятся запасы продуктивной влаги, аэрация, форма и количество доступных элементов питания, их соотношение и др. К косвенным условиям могут быть отнесены: количество микроорганизмов, глубина залегания плотных горизонтов, ограничивающих проникновение корней, обработка почвы. Прямые и косвенные условия взаимосвязаны и в комплексе оказывают влияние на урожай растений.

Каждое отдельное условие, или фактор жизни растений, может быть недостаточным (минимальным) для роста растений, оптимальным (когда наблюдается наибольший урожай растений) и избыточным, максимальным (когда наблюдается токсикоз, т. е. отравление, и урожай растений уменьшается). Для любого растения вреден как недостаток, так и избыток того или иного фактора (например, элемента питания). Наиболее благоприятные условия для жизни растений и получения высокого урожая создает оптимальное влияние фактора. Факторы, определяющие развитие растений и их урожай, действуют не изолированно, а в совокупности. Оптимальное плодородие соответствует оптимальным соотношениям факторов.

В разных почвенно-климатических зонах условия, определяющие почвенное плодородие, различны. Ограничивающими условиями в зоне тундры являются низкая температура и избыток влаги, в лесной зоне – переменное увлажнение, в лесостепной и степной зонах – недостаток влаги и нередко избыточное содержание в почвах натрия

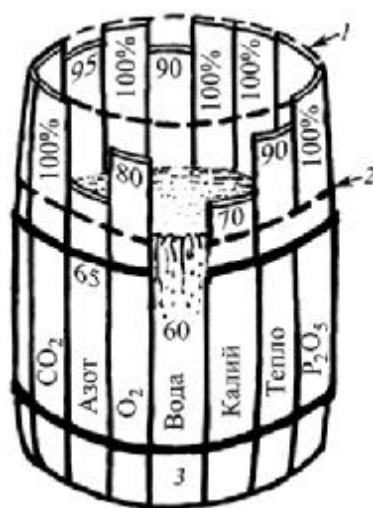


Рис. 59. Графическое изображение закона минимума:  
1 – возможный урожай (100%);  
2 – фактический урожай;  
3 – фактор, находящийся в первом минимуме

и хлора. На песчаных почвах скажется недостаток влаги и элементов питания, а на тяжелосуглинистых – низкая аэрация и большая плотность почв.

Согласно закону минимума, величина полученного урожая определяется тем элементом или (в более общей форме) фактором роста, который находится в наименьшем количестве по отношению к потребностям растений (рис. 59).

Следовательно, при анализе влияния различных факторов на продуктивность растений устанавливается тот из них, который находится в первом минимуме. Для повышения урожая в первую очередь необходимо воздействовать именно на этот фактор. На иллюстрации закона минимума таким

фактором является влага. В данном случае, не улучшив влагообеспеченность растений, нельзя получить максимальный урожай, если даже все остальные факторы соответствуют оптимальному уровню.

Кроме того, согласно закону толерантности, сформулированному американским ученым В. Э. Шелфордом (1877–1968), лимитирующим фактором процветания организма может быть как минимум, так и максимум какого-либо экологического фактора, диапазон между которыми определяет величину выносливости (толерантности) организма к данному фактору.

Содержание элементов питания в количествах, необходимых для оптимального роста и развития растений, является одним из условий почвенного плодородия. При интенсивном использовании почв, например в сельском хозяйстве и лесных питомниках, элементы питания, закрепляясь в фитомассе растений, выносятся из почвы с урожаем, что обуславливает необходимость их восполнения посредством внесения удобрений для поддержания почвенного плодородия. Необходимость

такого приема осознана человеком еще на заре активного земледелия много веков тому назад.

Однако, как известно, при недостатке влаги в почве внесение минеральных удобрений увеличивает концентрацию ионов в почвенном растворе и растения вынуждены развивать большую сосущую силу, что приводит к повышенному расходу пластических веществ и падению продуктивности растений.

При избытке влаги в почве питательные химические элементы не используются растениями в связи с нарушением функционирования корневых систем из-за недостатка кислорода в почвенном растворе.

Большое значение в повышении почвенного плодородия имеют органические удобрения: внесение перепревшего навоза, компостов, сидерация и др. При правильном использовании органических удобрений исключается потребность в минеральных удобрениях.

В целом хозяйственные мероприятия по повышению плодородия почвы должны проводиться с учетом свойств почв и выращиваемых растений.

## Глава 26. ЗОНАЛЬНОСТЬ И КЛАССИФИКАЦИЯ ПОЧВ

### 26.1. Горизонтальная и вертикальная зональность почв

Учение о факторах почвообразования и их изменении на поверхности Земли позволило В. В. Докучаеву выдвинуть положение о том, что почвы распространены на земной поверхности не случайно, а подчиняются общему закону природной широтной зональности. Суть географической зональности почв состоит в том, что на материках земного шара почвенные типы образуют почвенные зоны, или почвенные пояса, которые закономерно сменяют друг друга в направлении с севера на юг. Закономерности географического распространения почв определяются распределением природных условий на земной поверхности.

Учение о широтной или географической зональности почв было создано В. В. Докучаевым на примере обширных пространств великой Русской равнины. Действительно, на территории европейской части СНГ, а также в Западной Сибири по мере продвижения от берегов Северного

Ледовитого океана на юг наблюдается отчетливая последовательная смена природных и, соответственно, почвенных зон адекватно смене географических поясов.

Так, арктическому поясу соответствует зона арктических почв; в субарктике в пределах тундровой зоны выделяются тундровые глеевые почвы и торфяники.

Южнее, в бореальном поясе, зону тайги с подзолистыми, болотно-подзолистыми и болотными почвами сменяет зона смешанных лесов с преобладанием дерново-подзолистых почв.

Еще южнее лежит обширный суббореальный пояс, в котором последовательно с севера на юг сменяют друг друга зоны: широколиственные леса с серыми лесными почвами; лесостепи с сочетанием оподзоленных и выщелоченных черноземов; степи с типичными, обыкновенными и южными черноземами; сухие степи с каштановыми, засоленными и щелочными почвами; полупустыни с такыровидными почвами и такырами, чередующимися с массивами развеваемых и ползакрепленных песков.

В результате исследований на Кавказе В. В. Докучаевым были также заложены основы учения о вертикальной зональности почв.

Суть вертикальной зональности заключается в том, что почвы отдельных типов на склонах гор размещаются в виде полос, или поясов, сменяющих друг друга в вертикальном направлении. Эти полосы, или пояса, называются вертикальными почвенными зонами. Чередование их в основном соответствует чередованию горизонтальных почвенных зон на равнине при движении с юга на север. Чередование вертикальных почвенных зон соответствует смене климатических условий при движении снизу вверх.

## 26.2. Классификация почв

Любая территория на поверхности суши распадается естественно на отдельные участки, которые отличаются друг от друга по микроклимату, водно-воздушному режиму, геологическому строению, растительности и другим условиям. В результате изменяется процесс почвообразования и формируются соответствующие почвы, отличающиеся по морфологическим признакам и плодородию. В связи с этим почвенный покров, тем более обширных территорий, отличается большой сложностью и разнообразием.

Познание всего многообразия почв без определенной их группировки, или классификации, было бы весьма затруднительным. Наиболее естественной основой для такой группировки является генезис почв, т. е. совокупность условий и процессов их происхождения и развития. Классификация, построенная на этом принципе, носит название *генетической*. При классификации почв используются следующие таксономические почвенные единицы: тип, подтип, род, вид, разновидность и разряд.

Основной классификационной единицей в почвоведении принято считать почвенный тип. *Тип почв* развивается в однотипно-сопряженных биологических, климатических и гидрологических условиях и характеризуется ярким проявлением основного процесса почвообразования при возможном сочетании с другими процессами. Характерные черты типа почв выявляются в морфологических особенностях профиля, химическом и минералогическом составе, биологических и физических свойствах. Число основных типов почв невелико. Так, по почвенно-географическим зонам наиболее распространенные типы почв приведены в табл. 16.

Таблица 16

Типы почв по почвенно-географическим зонам

Почвенно-географические зоны	Характерные (наиболее распространенные) типы почв
Тундрово-арктическая	Арктические и тундровые
Лесная	Мерзотно-таежные, подзолистые, дерново-подзолистые, заболоченные и болотные
Лесостепная	Серые лесные, черноземы оподзоленные, выщелоченные и типичные
Степная	Черноземы обыкновенные и южные, темно-каштановые
Полупустынная	Светло-каштановые, бурые полупустынные, солонцеватые, солонцы
Пустынная	Пески, солончаки, такыры

*Подтип почвы* – группы почв в пределах типа, качественно отличающиеся по проявлению основного и налагающихся процессов почвообразования; часто подтипы почв выделяются как переходные образования между близкими типами почв. Например, среди подзолистых почв (тип) выделяется группа глееподзолистых (подтип) почв. Примерами подтипов, выделяющихся по степени выраженности основного



процесса, могут быть типичные и обыкновенные черноземы, темно-каштановые, каштановые и светло-каштановые почвы.

*Род почвы* – группы почв в пределах подтипа, качественные генетические особенности которых обусловлены местными условиями: составом, свойством и строением материнской горной породы, составом грунтовых вод и некоторых почвенных горизонтов и др. Например, в подзолистых почвах могут выделяться следующие роды: остаточно-карбонатные, контактно-глееватые, иллювиально-железистые, слабодифференцированные и др.

*Вид почвы* – группы почв в пределах рода, различающиеся по степени развития основного почвообразовательного процесса. Например, в пределах подзолистых почв по степени развития подзолообразования выделяют виды сильно-, средне- и слабоподзолистых почв; по содержанию гумуса – мало-, средне- и высокогумусные; по глубине оподзоливания – поверхностно-подзолистые, мелкоподзолистые и глубокоподзолистые.

*Разновидность почвы* – группы почв в пределах вида, различающиеся по гранулометрическому составу верхних почвенных горизонтов (песчаные, связнопесчаные, супесчаные, легкосуглинистые и т. д.).

*Разряд почвы* – группы почв в пределах разновидности, выделяющиеся по минералого-петрографическим особенностям материнских и подстилающих пород (например, песчаная мощная; песчаная, подстилаемая суглинистой мореной).

Полное наименование любой конкретной почвы, согласно существующим представлениям, складывается из названий всех таксонов, начиная с типа почвы и кончая тем уровнем, который допускается масштабом исследования, что особенно важно учитывать при почвенно-картографических работах. Пример полного наименования почвы с учетом всех таксономических уровней: дерново-подзолистая (тип и подтип) слабодифференцированная (род) слабоподзолистая (вид) малогумусная (вид) рыхлопесчаная (разновидность) мощная (разряд).

Приведенный пример показывает всю громоздкость принятой номенклатуры почв, ее по существу описательный характер. Данное название включает малоинформативные свойства почвы (слабодифференцированная, слабоподзолистая, малогумусная), так как и без такой детализации известно, что рыхлопесчаные почвы отличаются слабой дифференцированностью почвенного профиля на горизонты; слабое оподзоливание их обусловлено незначительным содержанием кроме

кварца других минералов и, как правило, они отличаются пониженным содержанием гумуса.

В то же время в названии почвы не отражены важнейшие показатели, от которых зависит плодородие почв, а именно условия увлажнения (почва автоморфная, полугидроморфная, гидроморфная), особенности гранулометрического состава (содержание частиц физической глины) и глубина залегания грунтовых вод.

### 26.3. Основные типы почв Беларуси

Классификационная схема почв Беларуси предложена А. Г. Медведевым, Н. П. Булгаковым и Ю. И. Гавриленко в 1960 г. В ней основной таксономической единицей является генетический тип. В связи с тем что дерново-подзолистые почвы от подзолистых сильно отличаются генезисом, специфичностью свойств и более высоким естественным плодородием, в белорусской классификации они приняты за самостоятельный тип, а не за подтип подзолистых почв.

По степени проявления основного процесса почвообразования типы почв делятся на подтипы, а в зависимости от почвообразующей породы, характера ее строения и гранулометрического состава – на роды, виды и разновидности.

Почвенными исследованиями, выполненными сотрудниками Белорусского научно-исследовательского института почвоведения и агрохимии в 1957–1962 гг., на территории Беларуси выделены следующие типы почв: дерново-подзолистые, дерново-карбонатные, бурые лесные, дерново-подзолистые заболоченные, торфяно-болотные (низинные, переходные, верховые), пойменные (аллювиальные) дерновые и торфяно-болотные.

*Дерново-подзолистые почвы* на территории Беларуси имеют наибольшее распространение и довольно большими массивами встречаются во всех ее регионах. Дерново-подзолистые почвы формируются под влиянием подзолистого и дернового процессов почвообразования.

Существенной особенностью *подзолистого процесса* является разрушение в верхней части профиля почвы первичных и вторичных минералов под влиянием преимущественно органических кислот и вынос продуктов разрушения в нижележащие горизонты и грунтовые воды. В наиболее чистом виде подзолистый процесс протекает под пологом

хвойного таежного леса с напочвенным покровом из мхов и лишайников. Отмирающие части указанной растительности накапливаются преимущественно на поверхности почвы в виде лесной подстилки. Эти остатки содержат мало кальция, азота и много труднорастворимых соединений, таких как лигнин, смолы и дубильные вещества.

Низкое содержание питательных веществ и оснований в подстилке, а также преобладание грибной микрофлоры способствуют интенсивному образованию кислот, среди которых наиболее распространены фульвокислоты и низкомолекулярные органические кислоты (муравьиная, уксусная, лимонная и др.). В результате промывного водного режима и действия кислых соединений из верхних горизонтов лесной почвы, расположенных непосредственно под подстилкой, удаляются в первую очередь все легкорастворимые вещества. При дальнейшем воздействии кислот разрушаются и более устойчивые соединения первичных и вторичных минералов. Прежде всего разрушаются илстые минеральные частицы, поэтому при подзолообразовании верхний горизонт постепенно обедняется илом и относительно обогащается кремнеземом, который наиболее устойчив против кислотного разрушения. В результате оподзоленные горизонты имеют белесую окраску. В пределах гумусового горизонта оподзоливание морфологически не обнаруживается, так как проявлению пятен оподзоливания препятствует наличие гумуса.

Почвообразовательный процесс, протекающий под воздействием травянистой растительности, приводящий к формированию почв с хорошо развитым гумусовым горизонтом, называется *дерновым процессом*. Наиболее существенная его особенность – накопление гумуса, питательных веществ и создание водопрочной структуры в верхнем горизонте почвы.

Особенно благоприятно дерновый процесс развивается под луговой и лугово-степной травянистой растительностью, которая характеризуется значительной долей корней от всей фитомассы (чаще всего она равна надземной или преобладает над ней, составляя иногда до 97%). Органические остатки в виде отмерших корней и корневых волосков находятся непосредственно в почве, и их разложение в условиях тесного контакта с ее минеральными соединениями благоприятствует процессам гумификации и закреплению образующихся гумусовых веществ.

Вследствие отмеченных особенностей травянистых растений в верхних горизонтах почвы вместе с аккумуляцией гумуса увеличивается

содержание питательных веществ, улучшаются физико-химические и физические свойства, усиливаются микробиологические процессы и в конечном итоге формируются плодородные почвы.

Интенсивность проявления дернового процесса определяется биологической продуктивностью травянистых растений, т. е. количеством и качеством синтезированного органического вещества, ежегодным опадом (надземной и корневой массы) и комплексом условий, от которых зависят образование и накопление гумуса.

Наиболее благоприятные условия для травянистой растительности в таежно-лесной зоне создаются на заливных лугах речных пойм, где дерновый процесс протекает наиболее интенсивно. На внепойменных территориях с кислыми, бедными основаниями почвообразующими породами дерновый процесс заметно проявляется только в южно-таежной подзоне, к которой относится и территория Беларуси. При этом дерновый процесс сочетается с подзолистым, что приводит к образованию дерново-подзолистых почв.

Почвенный профиль лесных дерново-подзолистых почв состоит из горизонта  $A_0$  (лесная подстилка) мощностью до 15 см. Под лесной подстилкой залегает гумусовый горизонт  $A_1$  мощностью более 5 см, иногда достигающий 15–20 см. Ниже гумусового горизонта идет подзолистый горизонт  $A_2$  мощностью обычно не больше 25 см. Формируется подзолистый горизонт большей частью на почвах тяжелого гранулометрического состава. На песчаных почвах довольно часто подзолистый процесс морфологически не проявляется. В этом случае его участие в почвообразовании отражается посредством выделения гумусово-подзолистого горизонта  $A_1A_2$ , залегающего непосредственно под подстилкой. Основанием для выделения этого горизонта служит тот факт, что органические кислоты, вызывающие оподзоливание, образуются преимущественно при разложении лесной подстилки. Следовательно, в первую очередь и в наибольшей степени процессу оподзоливания подвергается слой почвы, находящийся непосредственно под подстилкой.

На песчаных почвах вышеуказанные горизонты довольно резко сменяются иллювиальным горизонтом **B**, который постепенно переходит в мало измененную процессами почвообразования материнскую породу (**C**).

На почвах тяжелого гранулометрического состава (суглинистых, глинистых) между горизонтами  $A_2$  и **B** располагается переходный го-

ризонт  $A_2B$ . В нем участки горизонта  $B$ , окрашенные в бурые или красновато-бурые тона, отделяются суживающимися книзу языками, затеками, карманами или клиньями, которые представляют собой как бы отростки горизонта  $A_2$ .

Дерново-подзолистые почвы характеризуются сравнительно невысоким плодородием. Они имеют кислую реакцию, мало содержат питательных веществ и гумуса. По содержанию гумуса в горизонте  $A_1$  дерново-подзолистые почвы делятся на слабогумусные (гумуса до 3%), среднегумусные (3–5%) и высокогумусные (больше 5%).

Количество и качественный состав гумуса, кислотность и физико-химические свойства в дерново-подзолистых почвах могут сильно варьировать в зависимости от гранулометрического, химического и минералогического состава почвообразующих пород, а также от выраженности подзолистого и дернового процессов и окультуренности почв при использовании их в сельскохозяйственном производстве.

Дерново-подзолистые почвы бедны валовыми запасами и подвижными формами азота, фосфора и калия.

При использовании дерново-подзолистых почв для выращивания посадочного материала в питомниках и при выращивании сельскохозяйственных растений необходимо проводить известкование в сочетании с мероприятиями, направленными на повышение содержания гумуса (сидерация, внесение органических удобрений).

*Дерново-карбонатные почвы* занимают незначительную площадь и распространены обычно небольшими участками в различных регионах Беларуси. Используются в основном под пашней. Развиваются на карбонатных породах или при неглубоком их залегании в автоморфных условиях увлажнения под действием травянистой растительности. Благодаря высокому содержанию кальция в почвообразующей породе, продукты разложения растительных остатков нейтрализуются, не давая развиваться подзолистому процессу.

Дерново-карбонатные почвы имеют мощный гумусовый горизонт (обычно более 25 см) с повышенным содержанием гумуса (5% и более), обладающий агрономически ценной зернисто-комковатой структурой. Гумусовый горизонт отличается высокой степенью насыщенности основаниями и нейтральной или щелочной реакцией. Эти почвы обладают высоким естественным плодородием.

Особую категорию дерново-карбонатных почв образуют дерново-карбонатные почвы, увлажняемые жесткими грунтовыми водами,

которые именуются иногда карбонатно-кальцевыми солончаками. Формируются они в Полесье на взбугрениях (повышенных местоположениях с диаметром 0,1–0,6 км и относительным превышением на 0,5–0,9 м), хаотически разбросанных среди маломощных торфяно-болотных почв низинного типа. В ряде случаев эти почвы занимают более 50% осушенных массивов. Отличительной особенностью данных почв является наличие под гумусовым горизонтом лугового мергеля, образованного в результате отложения карбоната кальция в песчаной материнской породе. Карбонатно-кальцевые солончаки отличаются крайне низким плодородием.

*Торфяно-болотные почвы* на территории Беларуси встречаются довольно часто. Лесные низинные болота распространены на площади 860 тыс. га; несколько меньшую площадь (560 тыс. га) занимают леса, произрастающие на переходных болотах; лесов на верховых болотах – 440 тыс. га.

В сельском хозяйстве низинные торфяно-болотные почвы занимают 1650,9 тыс. га, торфяно-болотные переходные – 122,9 тыс. га и торфяно-болотные верховые – 55,4 тыс. га.

Торфяно-болотные почвы формируются под влиянием *болотного процесса почвообразования*, включающего процесс оглеения и процесс торфообразования. Болотный почвообразовательный процесс развивается при наличии избыточного увлажнения, которое возникает при застое по различным причинам поверхностных и грунтовых вод. Характерным его проявлением в условиях умеренного климата является преобладание процесса накопления органического вещества над разложением, ведущее к образованию торфа и оглеению минеральной части почв.

*Оглеение* представляет собой сложный биохимический восстановительный процесс, протекающий при переувлажнении почв в анаэробных условиях при обязательном наличии органического вещества и участии анаэробных микроорганизмов. При глееобразовании происходит разрушение первичных и вторичных минералов. При длительном и постоянном избыточном увлажнении в условиях устойчивого развития глеевого процесса ионы закисного железа вступают в реакцию с кремнеземом и глиноземом, образуя с ними вторичные алюмоферросиликаты, в состав которых входит железо в форме ионов  $Fe^{2+}$ .

Такие минералы в отличие от минералов, содержащих окисное железо, имеют сизоватую, грязно-зеленоватую или голубоватую окраску.

Почвенные горизонты, в которых накапливаются эти минералы, называются *глеевыми*. Если избыточное увлажнение непродолжительно, то сплошной глеевый горизонт может и не образоваться, а вместо него в почвенном профиле появляются отдельные сизоватые или зеленовато-голубоватые пятна. Такие горизонты называются *глееватыми*.

Указанное морфологическое (по окраске) проявление оглеения характерно только в породах связных, содержащих большое количество железа. В песках же зачастую высокая степень переувлажнения проявляется лишь в виде общего осветления горизонтов.

Развитие оглеения существенно ухудшает агрономические свойства почв, и для их улучшения требуется коренное изменение водно-воздушного режима осушительными мелиорациями.

*Торфообразование* – накопление на поверхности почвы полуразложившихся растительных остатков в результате замедленной их гумификации и минерализации в условиях избыточного увлажнения.

В анаэробных условиях интенсивность окислительных процессов сильно ослабляется и органические вещества до конца не минерализуются. Разложение их при анаэробии приводит к образованию промежуточных продуктов в виде низкомолекулярных органических кислот (масляная, уксусная, молочная и др.), которые подавляют жизнедеятельность микроорганизмов, играющих основную роль в процессах превращения органических веществ в почве. В результате на поверхности почвы накапливаются полуразложившиеся органические вещества в виде торфа.

В зависимости от характера увлажнения выделяются низинные (эвтрофные), верховые (олиготрофные) и переходные (мезотрофные) торфяно-болотные почвы. Торфяно-болотные низинные почвы формируются, как правило, в пониженных местах водосборов, на древних пойменных террасах и в понижениях речных долин с неглубоким залеганием жестких грунтовых вод. Среди торфяно-болотных почв Беларуси они преобладают и имеют наибольшее распространение в районах Полесья и в центральной части.

Верховые и переходные торфяно-болотные почвы развиваются в основном в северной части Беларуси, где приурочены к водораздельным участкам, пологим склонам, вторым и третьим надпойменным террасам с глубоким залеганием грунтовых вод.

Органическое вещество является основным богатством торфяных почв, носителем их потенциального плодородия, определяющим со-

держание влаги и азота, важнейшие физические, физико-химические и химические свойства. Основная часть торфа (до 80–90%) представлена смесью полуразложившихся растений-торфообразователей и специфических гумусовых веществ.

Низинные торфяные почвы отличаются от переходных и верховых более высоким содержанием гумусовых веществ, а в их составе – гуминовых кислот. В верховых торфяных почвах гумификация и минерализация органического вещества развивается крайне медленно с преобладанием фульвокислот над гуминовыми.

Преобладание гуминовых кислот над фульвокислотами в низинных торфяно-болотных почвах объясняется не только спецификой разложения органического вещества. Низинные болота, как правило, характеризуются высокой обводненностью. В период снеготаяния и при выпадении обильных дождей в них поступают с водосборов значительные объемы воды, которые сбрасываются из болот через постоянные или временные водотоки. Проходящая таким образом через низинные болота транзитная вода промывает торфяную толщу, что способствует удалению легкорастворимых фульвокислот.

Суммарным выражением основных химических элементов в торфяно-болотных почвах является зольность. Зольный состав торфов формируется из остатков растений-торфообразователей, осадка минеральных веществ, взвешенных и частично растворенных в поверхностных и грунтовых водах, из частиц, выпадающих с атмосферными осадками, и приносимой ветром пыли. Основными компонентами зольной части торфов являются кремний, кальций, фосфор, магний, железо и алюминий, составляющие 90–95% зольного остатка. Повышенной зольностью отличаются низинные торфы, а наименьшей – верховые.

При довольно высоком содержании азота основная его часть в естественных торфяных почвах входит в состав органических соединений. Азотистые соединения торфов, молекулярно связанные с гуминовыми кислотами, совершенно не доступны для усвоения высшими растениями. Минеральные же формы азота в виде аммиака, которые могут непосредственно использоваться растениями, содержатся в торфах в ничтожном количестве.

Запасы фосфора и калия, которые представлены сотыми долями процента, весьма невелики, если учесть объемную плотность торфяных почв. Значительное количество фосфора в золе торфов еще не говорит о степени доступности его растениям. Фосфорная кислота

химически связана с белковыми веществами торфяных почв и находится в поглощенном органическими коллоидами состоянии, что затрудняет ее непосредственное использование растениями. Многие торфяные почвы бедны микроэлементами – медью, кобальтом, бором, молибденом и др.

Важным показателем химической характеристики торфа является реакция среды этих почв. Из торфяно-болотных почв наименьшей кислотностью характеризуются низинные торфы, а повышенной – верховые.

На торфяно-болотных почвах Беларуси произрастают черноольховые, сосновые, еловые и березовые древостои. Ольха черная формирует древостои только на низинных болотах. Сосновые древостои встречаются на всех типах болот, но на верховых может произрастать только сосна, формируя древостои крайне низкой продуктивности (Va–Vб классов бонитета). Еловые и березовые древостои произрастают на низинных и переходных болотах.

Действенным средством повышения продуктивности древостоев, произрастающих на торфяно-болотных почвах, является осушительная мелиорация, изменяющая коренным образом водно-воздушный режим торфяно-болотных почв. При этом продуктивность древостоев увеличивается на два, а в некоторых случаях и на три класса бонитета.

Активное сельскохозяйственное использование торфяно-болотных почв возможно только после их осушения, которое приводит к коренному изменению водно-воздушного режима и в целом процесса почвообразования.

*Дерново-подзолистые заболоченные почвы* распространены довольно широко и встречаются во всех регионах Беларуси. Формируются под влиянием дернового, подзолистого и глеевого процессов и приурочены к местам с затрудненным поверхностным стоком, способствующим застою вод атмосферных осадков на поверхности почв. Это приводит к образованию в профиле, имеющем черты дерново-подзолистых почв, глеевых пятен, полос и горизонтов.

На песчаных породах эти почвы формируются под влиянием грунтово-атмосферного увлажнения, когда верхние горизонты почвенного профиля увлажняются атмосферной влагой, а нижние – за счет грунтовых вод. В таких условиях грунтовые воды являются своего рода водопором для атмосферной влаги. Содержащиеся в верхних горизонтах этих почв закисные формы железа в период обсыхания окисляются,

образуя ржаво-охристые пятна, конкреции и зерна, что особенно характерно на песчаных породах.

В соответствии с принятой в Беларуси классификацией почв по степени заболоченности среди дерново-подзолистых заболоченных почв выделяют слабogleеватые (временно избыточно увлажненные), глееватые и глеевые.

Слабogleеватые почвы, периодически находящиеся в состоянии полного насыщения влагой, отличаются наличием в почвенном профиле главным образом ржаво-охристых пятен и конкреций и лишь отдельных глеевых пятен.

Глееватые почвы характеризуются тем, что пятна оглеения имеются почти по всему генетическому профилю и особенно в верхней его части. Для глеевых почв характерно наличие сплошного глеевого горизонта, залегающего непосредственно под гумусовым.

Рельефно глеевый процесс проявляется только в породах связных, содержащих большое количество железа. В песках же высокая степень переувлажнения проявляется лишь в виде общего осветления горизонтов. К тому же как при оподзоливании, так и при оглеении почва относительно обогащается кремнекислотой и обедняется железом и алюминием. Это значит, что по результатам воздействия на почву и по морфологическим признакам трудно отличить глеевый процесс от подзолистого, т. е. по морфологии почвенного профиля отличить дерново-подзолистые заболоченные почвы от автоморфных дерново-подзолистых – задача нелегкая.

В естественном состоянии дерново-подзолистые заболоченные почвы имеют еще более высокую кислотность, чем дерново-подзолистые. Они обычно очень слабо обеспечены фосфором и калием, но гумуса содержат заметно больше.

В сельском хозяйстве почвы, оглеенные внизу и контактно, как правило, не нуждаются в мелиоративных мероприятиях. Влага, находящаяся в нижних горизонтах почвенного профиля, положительно действует на сельскохозяйственные растения, особенно на рыхлых породах, в условиях неустойчивого водного режима в южных областях республики. На таких почвах несложные агро-мелиоративные мероприятия могут с успехом заменить дорогостоящую гидротехническую мелиорацию (осушение). Почвы с большей степенью увлажнения (глееватые и глеевые) нуждаются в осушении.

*Пойменные (аллювиальные) почвы* развиваются под влиянием паводковых вод в весенний период и в период сильных дождей летом

и осенью и характеризуются неглубоким залеганием грунтовых вод. Из них в прирусловой и центральной частях поймы преобладают пойменные дерновые, а в притеррасной части – пойменные торфяно-болотные. Иногда данная закономерность нарушается и вся пойма может быть занята только одними из них.

По условиям увлажнения дерновые пойменные почвы являются полугидроморфными в основном с сокращенной зоной аэрации, а пойменные торфяно-болотные – гидроморфными низинного типа.

Сложность и своеобразие условий почвообразования в поймах рек оказывают существенное влияние на морфологический облик и свойства пойменных почв. Для них характерна слоистость и слабая дифференциация почвенного профиля на генетические горизонты. По гранулометрическому составу минеральная часть почвенного профиля весьма разнообразна и может быть представлена песками, супесью, суглинком и даже глинами, залегающими иногда чередующимися слоями.

Пойменные почвы обладают высоким потенциальным плодородием. Как правило, они имеют слабокислую или близкую к нейтральной реакцию, сильно насыщены основаниями, содержат много гумуса.

В большинстве случаев пойменные почвы заняты лугами и ивовыми зарослями. Главной лесообразующей породой пойменных лесов является дуб, способный формировать древостои IV–I классов бонитета. В поймах рек произрастают также береза, осина, а на пойменных торфяно-болотных почвах преобладает ольха черная. Пойменные леса выполняют важную водоохранную роль и, как правило, относятся к лесам первой группы.

#### 26.4. Классификация лесных почв Беларуси

Древесные породы, являющиеся основным объектом лесохозяйственного производства, обладают рядом свойств и особенностей, отличающих их от сельскохозяйственных растений. Долговечность древостоев, способность древесных пород осваивать не только почву, но и подстилающий ее грунт на значительную глубину обуславливают определенные требования к почвенно-грунтовым условиям. Поэтому необходимость классификации лесных почв с учетом требований древесных пород к условиям местопроизрастания не вызывает сомнений.

В классификации лесных почв, разработанной автором настоящего пособия, использованы названия общепринятых почвенных таксонов: тип, подтип, род, вид и разновидность. Поскольку ведущим фактором формирования древостоев определенного состава и продуктивности является водно-воздушный режим почвы, для выделения почвенных таксонов используются те показатели и свойства почв, от которых в первую очередь зависит и которые характеризуют водно-воздушный режим почв.

*Тип почв* определяется по проявлению основного и сопутствующего процессов почвообразования. Среди лесных почв Беларуси целесообразно выделять следующие типы почв: дерново-подзолистые и торфяно-болотные.

*Подтипы почв* – группы почв в пределах типа, отличающиеся по условиям увлажнения (автоморфные, полугидроморфные, гидроморфные), наличием поемности (пойменные) и типом заболачивания (низинные, переходные, верховые).

Почвы *автоморфные* – почвы, на которых влагообеспеченность древесных пород обуславливается атмосферными осадками; занимают, как правило, возвышенные местоположения с залеганием грунтовых вод глубже 5 м.

Почвы *гидроморфные* – почвы с устойчивым избыточным увлажнением и органогенным горизонтом (торфяным) более 15 см.

Почвы *полугидроморфные* – почвы с органогенным горизонтом (лесной подстилкой) до 15 см, на которых влагообеспеченность древесных пород обуславливается атмосферными осадками и влагой грунтовых вод.

В период вегетации при одинаковом гранулометрическом составе и глубине залегания грунтовых вод формируется аналогичный водно-воздушный режим в зоне ризосферы как в поймах рек, так и на водосборах. В связи с ранней вегетацией сосна и ель не могут произрастать при поемности. Поэтому единственной главной породой при лесовозобновлении пойм является дуб черешчатый. К тому же правила ведения лесного хозяйства в пойменных лесах имеют свою специфику из-за ограниченной доступности к участкам и с учетом водоохранного и почвозащитного значения пойменных лесов. Вышеизложенное свидетельствует о необходимости выделения пойменного подтипа лесных почв.

*Роды почв* – группы почв в пределах подтипа, выделяемые по особенностям гранулометрического состава материнских и подстилающих

горных пород, по глубине залегания плотных слоев почвогрунта, по наличию и мощности торфяного горизонта.

Для отражения особенностей гранулометрического состава используется классификация почв Н. А. Качинского (рыхлопесчаная, связно-песчаная, рыхлосупесчаная, связносупесчаная, легкосуглинистая, среднесуглинистая и т. д.). В пределах указанных почвенных разностей условия произрастания древесных пород могут значительно различаться. На рыхлопесчаной почве с содержанием частиц физической глины около 2% может произрастать только сосна, формирующая древостой низкой продуктивности (IV–V классы бонитета). При содержании частиц физической глины 5% продуктивность сосняков достигает III–II классов бонитета и в этих условиях могут произрастать другие древесные породы. Содержание частиц физической глины указывается в скобках после разности почв, например рыхлопесчаная (3%), связносупесчаная (17%), среднесуглинистая (35%) и т. д.

На продуктивность и устойчивость древостоев оказывает влияние глубина залегания плотных слоев почвогрунта, способствующих иногда образованию почвенной верховодки, т. е. приводящих к временному переувлажнению нижней части почвенного профиля. Плотные слои препятствуют проникновению корней вглубь, сокращая тем самым зону ризосферы. К таким слоям относятся моренный суглинок и образующийся под торфяным горизонтом по окраинам переходных и верховых болот орштейновый горизонт. При небольшой глубине залегания моренного суглинка будет проявляться отрицательное влияние на продуктивность и устойчивость древостоев, а при значительной – возможно положительное влияние.

Мощность торфяного горизонта определяет степень выраженности болотного процесса и возможность освоения корневой системой деревьев подстилающего грунта. Для подстилающего грунта указывается почвенная разность.

*Виды почв* – группы почв в пределах рода, отличающиеся глубиной залегания грунтовых вод. В названии почвы глубина залегания грунтовых вод указывается для полугидроморфных и гидроморфных почв.

*Разновидности почв* – группы почв в пределах вида торфяно-болотных почв, различающиеся зольностью и степенью разложения.

*Примеры названия почв:*

- дерново-подзолистая автоморфная рыхлопесчаная (3%);
- дерново-подзолистая автоморфная связносупесчаная (17%);
- дерново-подзолистая автоморфная среднесуглинистая (35%);

дерново-подзолистая автоморфная рыхлопесчаная (4%), подстилаемая на 1,2 м суглинком моренным;

дерново-подзолистая автоморфная связносупесчаная (17%), сменяемая на 0,8 м рыхлым песком;

дерново-подзолистая полугидроморфная рыхлопесчаная (2%) с залеганием грунтовых вод на 1,6 м;

дерново-подзолистая полугидроморфная рыхлосупесчаная (12%) с залеганием грунтовых вод на 3,0 м;

дерново-подзолистая полугидроморфная пойменная связнопесчаная (7%) с залеганием грунтовых вод на 1,8 м;

торфяно-болотная переходного типа с мощностью торфа 0,4 м, подстилаемая песком рыхлым, с залеганием грунтовых вод на 0,8 м, зольностью 6%, среднеразложившаяся;

торфяно-болотная верхового типа с мощностью торфа больше 2 м с залеганием грунтовых вод на 0,7 м, зольностью 4%, слабо-разложившаяся;

торфяно-болотная низинного типа с мощностью торфа 1,1 м, подстилаемая суглинком легким, с глубиной залегания грунтовых вод на 0,9 м, зольностью 11%, сильно-разложившаяся.

Признаки и свойства почв, используемые при выделении таксонов лесных почв, обладают наибольшей информативностью в отношении влияния на продуктивность и устойчивость древостоев.

Для определения признаков и свойств почв используются общеизвестные методические приемы, что исключает элемент субъективности и повышает значимость классификации.

При классификации максимально использована существующая терминология по данному вопросу, что способствует ее применению в научных исследованиях и практической деятельности.

## Глава 27. БОНИТИРОВКА И ОЦЕНКА ПОЧВ БЕЛАРУСИ

### 27.1. Определение бонитировки и оценки

*Бонитировка почв* (от лат. *bonitas* – доброкачественность), или *качественная оценка почв*, – это сравнительная оценка качества почв в лесном и сельском хозяйстве, их потенциального плодородия

(производительной способности) по отношению к природным или культурным фитоценозам. Соответственно бонитировку почв можно рассматривать как специализированную (прикладную) классификацию почв по их потенциальному плодородию, построенную на объективных почвенных показателях, коррелирующих с продуктивностью и качеством произрастающих или выращиваемых на них растений.

*Оценка земель* является более широким понятием, поскольку рассматривается как система мероприятий, направленных на получение информации о качестве (бонитете) почв и почвенного покрова и об их (его) экономической ценности. Существенное различие здесь состоит в том, что при оценке земель принимаются во внимание не только почвы и почвенный покров территории, но и характеристика конкретного географического пространства в экономическом аспекте (площади, расстояния, обеспеченность трудовыми ресурсами и т. д.).

Бонитировка лесных и сельскохозяйственных почв, как и оценка земель, является важнейшей составной частью *лесного и земельного кадастров*, под которыми понимается государственная система изучения, оценки, учета и распределения лесного и земельного фонда страны для организации рационального пользования лесами и сельскохозяйственными угодьями, их воспроизводства, охраны и защиты, планирования развития лесного и сельского хозяйства.

## 27.2. Бонитировка лесных почв

На рост и развитие древесных растений оказывают влияние многочисленные факторы. Пространственное изменение климатических факторов (свет, тепло, влага) обуславливает зональное распределение растительности. Но в пределах подзон и даже зон их можно признать одинаковыми в связи с незначительной территориальной изменчивостью. Поэтому в региональном масштабе (даже в пределах территории Беларуси) разнообразие растительных сообществ определяется различием почвенно-грунтовых условий, что учтено нами при разработке бонитировки.

При разработке методики бонитировки лесных почв важнейшим этапом является установление показателей, характеризующих почвенно-грунтовые условия и, следовательно, в максимальной степени отражающих почвенное плодородие. Кроме того, количество показате-

лей должно быть минимальным, и, главное, их определение не должно быть субъективным.

В региональном масштабе ведущим фактором формирования лесных фитоценозов определенной структуры и продуктивности является водно-воздушный режим почв. Его особенности зависят в основном от гранулометрического состава почвы и глубины залегания грунтовых вод. Эти показатели в сочетании образуют эдафическую сетку.

*Эдафическая сетка* – двумерная координатная система, предназначенная для характеристики почвенно-грунтовых условий лесных насаждений с использованием двух оценочных показателей: гранулометрического состава почвы (среднего содержания физической глины – частиц менее 0,01 мм – в зоне ризосферы, %) и глубины залегания грунтовых вод. В эдафической сетке по горизонтальной оси слева направо указывается содержание физической глины от 2 до 40% с интервалом в 2% (всего 20 столбцов). Глубина залегания грунтовых вод указывается по вертикальной оси от 0,4 (нижняя строка) до 5,0 м включительно. Интервал между строчками составляет 0,2 м. Самая верхняя строка соответствует залеганию грунтовых вод глубже 5,0 м. Столбцы и строчки при пересечении образуют ячейки, каждая из которых характеризуется определенным сочетанием оценочных показателей. Для верхнего ряда ячеек указывается только гранулометрический состав почвы (среднее содержание физической глины, %), например, Г<sub>2</sub>, Г<sub>10</sub> и т. д. Для остальных ячеек указывается гранулометрический состав и глубина залегания грунтовых вод, например Г<sub>2</sub>У<sub>4,0</sub>, т. е. данная ячейка эдафической сетки соответствует рыхлопесчаной почве с содержанием физической глины 2%, а глубина залегания грунтовых вод составляет 4,0 м.

Оба оценочных показателя имеют размерность и лишены субъективности при определении. Среднее содержание физической глины устанавливается по данным гранулометрического анализа почвы, исходя из содержания физической глины и мощности каждого горизонта почвенного профиля в пределах глубины проникновения корней деревьев. Посредством осреднения учитывается неоднородность по гранулометрическому составу почвенного профиля в зоне ризосферы. Этим исключается необходимость введения для оценки почвенно-грунтовых условий таких показателей, как наличие в почвенном профиле прослоек иного гранулометрического состава, глубина их залегания и т. п., что упрощает процедуру оценки почвенного плодородия при неизменных конечных результатах. Гранулометрический состав почвы лучше



определять лабораторными методами, так как при полевом определении возможны грубые ошибки.

Глубина залегания грунтовых вод устанавливается непосредственно в полевых условиях при выкопке почвенного шурфа или в скважинах, устраиваемых почвенным буром. В связи с годичной и сезонной амплитудой колебания глубины залегания грунтовых вод при оценке почвенно-грунтовых условий рекомендуется использовать ту ее величину, которая соответствует средней многолетней сумме осадков и устанавливается в период проявления активных ростовых процессов у большинства лесообразующих пород (конец мая – начало июня).

Лесные насаждения отличаются разнообразием и по фитоценотическим особенностям. При одинаковом почвенном плодородии структура и продуктивность древесного яруса насаждений могут значительно различаться в зависимости от древесной породы. В силу различий биологических особенностей каждая древесная порода проявляет разную требовательность к условиям местопроизрастания, обладает присущей ей энергией роста и имеет свое, отличное от других качество древесины.

Для каждой ячейки эдафической сетки, т. е. для определенных почвенно-грунтовых условий, установлена продуктивность (класс бонитета) каждой древесной породы (сосны, ели, дуба, березы и осины), которой они достигают к возрасту главной рубки (табл. 17).

По таблицам хода роста нормальных древостоев (полнота 1,0) в зависимости от класса бонитета по каждой породе определена общая продуктивность, которой достигают древостои к возрасту главной рубки (сосна и ель – 80 лет, дуб – 100, береза – 60 и осина – 40 лет). Путем деления общей продуктивности на возраст главной рубки установлен общий средний прирост древесины. Таким образом учтены различия древесных пород по энергии роста.

Качество древесины при бонитировке лесных почв учтено посредством использования «Такс на древесину основных лесных пород, отпускаемую на корню». Поскольку таксы различаются по разрядам и крупности древесины, при бонитировке лесных почв используется таксовая стоимость обезличенного 1 м<sup>3</sup> древесины для условий 2-го разряда такс, как наиболее часто применяемого производством.

На основании таксовой стоимости 1 м<sup>3</sup> древесины и общего среднего прироста определена таксовая стоимость общего среднего

прироста древесины. Наибольшей ее величина оказалась у сосновых древостоев, произрастающих в наиболее благоприятных почвенно-грунтовых условиях (легко- и среднесуглинистые почвы).

Таблица 17  
Фрагменты бонитировки лесных автоморфных и полугидроморфных

		почв $\left( \frac{\text{баллы}}{\text{класс бонитета}} \right)$							
		Содержание частиц физической глины, %							
Глубина залегания ГВ, м	Порода	2	4	6	10	14	20	26	40
>5,0	С	$\frac{20}{V_{a,7}}$	$\frac{45}{III,1}$	$\frac{67}{II,8}$	$\frac{93}{I_{a,5}}$	$\frac{96}{I_{a,7}}$	$\frac{97}{I_{a,8}}$	$\frac{99}{I_{a,9}}$	$\frac{100}{I_6}$
	Е	0	$\frac{32}{III}$	$\frac{43}{III,8}$	$\frac{59}{I,1}$	$\frac{70}{I_a}$	$\frac{78}{I_{a,7}}$	$\frac{80}{I_{a,9}}$	$\frac{82}{I_6}$
	Д	0	$\frac{37}{IV}$	$\frac{44}{IV,5}$	$\frac{61}{III,6}$	$\frac{73}{II,4}$	$\frac{83}{I}$	$\frac{83}{I}$	$\frac{83}{I}$
	Б	0	$\frac{8}{IV,8}$	$\frac{12}{II}$	$\frac{17}{I,6}$	$\frac{19}{I_{a,4}}$	$\frac{19}{I_{a,7}}$	$\frac{19}{I_{a,9}}$	$\frac{20}{I_6}$
	Ос	0	0	$\frac{1}{IV}$	$\frac{3}{II,5}$	$\frac{4}{I,5}$	$\frac{5}{I_{a,4}}$	$\frac{5}{I_{a,8}}$	$\frac{6}{I_6}$
1,4	С	$\frac{76}{I,4}$	$\frac{80}{I,7}$	$\frac{79}{I,6}$	$\frac{52}{III,7}$	$\frac{26}{V,4}$	$\frac{11}{V_{6,5}}$	$\frac{7}{0,8V_6}$	0
	Е	$\frac{63}{I,4}$	$\frac{66}{I,7}$	$\frac{63}{I,4}$	$\frac{31}{IV,9}$	$\frac{10}{0,9V}$	0	0	0
	Д	$\frac{83}{I}$	$\frac{80}{II,8}$	$\frac{73}{II,4}$	$\frac{51}{III}$	0	0	0	0
	Б	$\frac{16}{I,4}$	$\frac{16}{I,1}$	$\frac{14}{II,5}$	$\frac{10}{III,2}$	$\frac{5}{V,8}$	0	0	0
	Ос	$\frac{4}{I,4}$	$\frac{4}{I,2}$	$\frac{3}{II,7}$	$\frac{2}{III}$	0	0	0	0

Примечания: 1. Приняты следующие обозначения древесных пород: С – сосна обыкновенная, Е – ель европейская, Д – дуб черешчатый, Б – береза повислая и пушистая, Ос – осина. 2. Десятые доли бонитетов имеют следующее значение: например, II,2 и II,6 свидетельствуют о том, что продуктивность древостоев находится в пределах между II и I бонитетами; если указанные бонитеты округлить до целых чисел, то получим вместо II,2 – II бонитет, а вместо II,6 – I бонитет; или же 0,5V6 составляет 1/2 от V6 бонитета. 3. Промежуточные значения в баллах или классах бонитета как по содержанию физической глины, так и глубине залегания грунтовых вод можно устанавливать интерполяцией или графически.

Максимальная таксовая стоимость общего среднего прироста древесины указанных сосновых древостоев принята за 100 баллов и является базовой для последующей оценки лесных почв. Принимая ее за 100%, определяли, сколько процентов и, следовательно, сколько баллов по отношению к ней составляет таксовая стоимость общего среднего прироста древесины других древесных пород и в других почвенно-грунтовых условиях.

При этом количество баллов показывает различие участков по потенциальной производительной способности (по почвенному плодородию) и в пределах участка – древесную породу с наилучшим хозяйственным эффектом.

В тех хозяйствах, где применяются таксы первого разряда, таксовая стоимость общего среднего прироста древесины превысит базовую величину и тогда участок получит оценку больше 100 баллов. Возможны и другие случаи превышения базовой таксовой стоимости при проведении соответствующих лесохозяйственных мероприятий, способствующих повышению продуктивности насаждений. Таким образом, для бонитировки лесных почв использована 100-балльная разомкнутая шкала.

На автоморфных почвах возвышенных местоположений условия водно-воздушного режима почв, близкие к оптимальным и способствующие формированию высокопродуктивных древостоев сосны, ели, дуба, березы и осины, обеспечиваются при содержании физической глины в зоне ризосферы больше 28%, т. е. на легко- и среднесуглинистых почвах. При этом продуктивность древостоев указанных пород достигает максимальной (Iб бонитет) величины. Более низкая продуктивность дубрав (I бонитет) в этих условиях обусловлена пониженной теплообеспеченностью территории Беларуси. При данных почвенно-грунтовых условиях с учетом энергии роста и качества древесины сосновый древостой оценивается в 100 баллов, дубовый – в 83, еловый – в 82, березовый – в 20 и осиновый – только лишь в 6 баллов.

На полугидроморфных почвах условия водно-воздушного режима, близкие к оптимальным, создаются при глубине залегания грунтовых вод, определяемой по формуле (76). В отличие от автоморфных суглинистых почв, на полугидроморфных почвах создается менее стабильный водно-воздушный режим из-за амплитуды колебания глубины залегания грунтовых вод, что особенно выражено на рыхлопесчаных почвах. В этих условиях продуктивность древостоев сосны, ели, березы

и осины достигает преимущественно Ia бонитета, а дубовых – I бонитета. Соответственно ниже и оценка участков в баллах.

Амплитуда существования древостоев каждой из указанных древесных пород на территории Беларуси имеет, кроме оптимального, два экстремальных значения, одно из которых наблюдается при недостатке, второе – при избытке влаги. Поскольку древесные породы проявляют различную требовательность к влаге, экологические амплитуды существования каждой из них отличаются как экстремальными значениями, так и характером изменения продуктивности в зависимости от почвенно-грунтовых условий. В связи с этим древостои имеют и разную оценку в баллах.

Большое влияние на величину оценки в баллах оказывает качество древесины, которое интегрально отражается таксовой стоимостью. Так, на среднесуглинистых почвах общий средний прирост древесины к возрасту главной рубки составляет у осинников 13,5 м<sup>3</sup>/га, у ельников 13,0, у сосняков 12,8, у березняков 10,1 и у дубрав 7,3 м<sup>3</sup>/га. Несмотря на то что осиновые древостои имеют наибольший общий средний прирост древесины, оценка их в баллах оказалась наименьшей (всего лишь 6 баллов) из-за низкой таксовой стоимости древесины. В то же время дубовые древостои, у которых общий средний прирост древесины почти в 2 раза меньше, оцениваются в 83 балла.

Следовательно, бонитировка лесных почв отражает различие участков по почвенному плодородию, изменение продуктивности лесобразующих пород в зависимости от почвенно-грунтовых условий, а с учетом энергии роста и качества древесины характеризует хозяйственную целесообразность и эффективность лесовыращивания.

Бонитировка лесных почв имеет большое практическое значение. Она необходима при лесовозобновлении и лесоразведении с целью создания продуктивных и устойчивых лесов, для стоимостной оценки земель при отчуждении, при планировании лесохозяйственного производства, при ведении лесного кадастра, а также для оценки изменений лесных фитоценозов при антропогенном нарушении почвенно-грунтовых условий.

При лесовозобновлении и лесоразведении бонитировка лесных почв используется для подбора породного состава насаждений. Так, имеем участок из-под сельхозпользования, предназначенный для облесения. Почвенно-грунтовые условия участка соответствуют ячейке эдафической сетки Г<sub>8</sub>, т. е. в почвенном профиле содержится 8% физической

глины, а грунтовых вод залегают глубже 5,0 м. На данном участке целесообразно формировать сосновый древостой, имеющий наибольшую оценку в 84 балла и продуктивность около Ia бонитета. Еловый древостой в этих условиях оценивается в 53 балла и его продуктивность ниже I бонитета; к тому же на автоморфных связнопесчаных почвах еловые древостои обладают низкой устойчивостью и могут усыхать при недостатке атмосферного увлажнения. В этих условиях смешанный березово-сосновый древостой состава 8С2Б оценивается в 70 баллов ( $8 \cdot 8,4 + 2 \cdot 1,5$ ).

При лесовыращивании важной задачей является формирование к возрасту главной рубки нормальных древостоев. В противном случае потенциальное плодородие лесных почв полностью не используется. Так, при формировании в указанных почвенно-грунтовых условиях (Г8) к возрасту главной рубки соснового древостоя с полнотой 0,7 он будет иметь оценку 59 баллов, а потери в древесине наличного древостоя составят 182 м<sup>3</sup>/га.

Бонитировку лесных почв можно использовать при проведении различных лесохозяйственных мероприятий, когда решается вопрос о формировании насаждений определенного породного состава, полноты и продуктивности, например при проведении рубок ухода, несплошных рубок главного пользования и т. п.

В лесах специального назначения, предназначенных для выполнения средозащитных функций (санитарно-курортные леса, полеззащитные и противозрозийные лесные полосы и др.), подбор породного состава производится с учетом класса бонитета, так как в наибольшей степени выполняют специальные функции более продуктивные древостои.

На основании бонитировки почв можно оценить изменения лесных фитоценозов при антропогенном нарушении гидрологической ситуации в зонах влияния осушенных болот, водохранилищ, водозаборов, карьеров, а также использовать данные бонитировки при освоении рекультивированных земель, когда не только нарушается гидрологическая ситуация, но и подвергается коренному изменению гранулометрический состав почвогрунтов.

### 27.3. Бонитировка сельскохозяйственных почв

Бонитировка сельскохозяйственных почв в республике проведена в 1974–1975 гг. работниками Института «Белгипрозем» и сотрудниками Белорусского НИИ почвоведения и агрохимии.

В Беларуси почва оценивается и как естественноисторическое тело, обладающее плодородием, и как основное средство сельскохозяйственного производства с учетом агрономических свойств, размера среднего контура земельных участков, завалуненности, заустаренности, подверженности эрозии (качественная оценка). При этом устанавливается балл, отражающий существующий (фактический) уровень плодородия и перспективный с учетом оптимизации агрохимических свойств почв и их агротехнологического состояния.

Основными критериями, по которым устанавливается плодородие почв в условиях Беларуси, являются их природные и приобретенные в результате окультуривания свойства, наиболее тесно коррелирующие с урожайностью основных сельскохозяйственных культур, возделываемых по всей территории республики (рожь, пшеница, ячмень, картофель).

Плодородие почв республики тесно связано со свойствами, которые различаются для разных типов и подтипов почв, т. е. определяются их генезисом. На фоне типов и подтипов почв сильное влияние на плодородие оказывает гранулометрический состав почв, характер строения почвообразующей породы и её подстиление. Заметное влияние на плодородие почв оказывают также их агрохимические свойства, степень завалуненности и подверженности эрозии.

В настоящее время сельскохозяйственным производством используется 100-балльная замкнутая шкала оценочных баллов почв. При ее построении в качестве критерия оценки были приняты свойства почв, определяющие их типовые, подтиповые, родовые и видовые различия. Учитывался также гранулометрический состав почвообразующих и подстилающих пород, который очень сильно влияет на плодородие почв в пределах типов и подтипов. Менее устойчивые свойства почв (кислотность, содержание подвижных форм фосфора и калия, гумуса), а также их культуртехническое состояние учитывались с помощью поправочных коэффициентов. С помощью коэффициентов учитывается также влияние степени переувлажнения почв на их плодородие и влияние климата на производительность земель (табл. 18).

Как установлено, производительность земель зависит от климатических условий. В зависимости от проявления этого фактора территория Беларуси разделена на 5 климатических зон: южная (поправочный коэффициент 1,00) включает 11 административных районов Брестской области и столько же районов Гомельской области; центральная юго-западная

(коэффициент 0,97) включает отдельные районы Брестской, Гомельской, Гродненской, Минской и Могилевской областей; центральная северо-восточная (коэффициент 0,92) включает ряд районов Брестской, Гродненской, Минской и Могилевской областей; северная I (коэффициент 0,89) представлена 29 районами Витебской, Гродненской, Минской и Могилевской областей; северная II (коэффициент 0,86) с 14 районами Витебской области и Островецким районом Гродненской области.

Пахотные земли Беларуси в значительной степени подвержены эрозии, покрыты камнями, часто имеют небольшой размер, что отрицательно сказывается на их продуктивности.

Таблица 18

**Фрагменты таблицы оценочных баллов почв пахотных угодий Беларуси**

Тип, степень увлажнения	Гранулометрический состав и строение					
	Глинистые и тяжелосушливые	Средне- и легкосуглинистые (мощные)	Связносупесчаные (мощные)	Рыхлосупесчаные (подстилаемые песком)	Связнопесчаные (мощные)	Рыхлопесчаные (мощные)
I. Дерновые						
а) автоморфные	76	100	82	52	38	29
г) глеевые	73	91	82	57	45	35
III. Дерново-подзолистые						
а) автоморфные	58	71	69	40	30	18
г) глеевые	56	71	69	48	38	24
IV. Пойменные дерновые заболоченные	76	88	74	65	51	43

В зависимости от степени эродированности (подверженности эрозии) к оценочным баллам, приведенным в табл. 18, применяются следующие поправочные коэффициенты: при отсутствии эродированности – 1,00; при слабой – 0,85; при средней – 0,66; при сильной – 0,49.

В зависимости от степени завалуненности к оценочным баллам почв применяются следующие поправочные коэффициенты: отсутствие завалуненности – 1,00; слабая (5–15 м<sup>3</sup>/га камней, 5–20% от массы

почвы) – 0,98; средняя (15–25 м<sup>3</sup>/га, 20–40%) – 0,94; сильная (25–40 м<sup>3</sup>/га, 40–70%) – 0,88; очень сильная (>40 м<sup>3</sup>/га, >70%) – 0,81.

Размер участков, влияющий на производительность сельскохозяйственной техники и, следовательно, на себестоимость продукции, учитывается следующими поправочными коэффициентами: площадь участка более 15 га – 1,00; 15,0–13,1 – 0,98; 13–11,1 – 0,96; 11–9,1 – 0,94; 9,0–7,1 – 0,91; 7,0–5,1 – 0,88; 5,0–3,1 – 0,85; 3,0–2,1 – 0,81; до 2,0 га – 0,76.

Материалы бонитировки почв широко применяются при решении различных вопросов рационального использования земель и удобрений, а также при планировании заготовок сельскохозяйственных продуктов, оценке производительной деятельности хозяйств и разработке других организационно-хозяйственных мероприятий.

## Глава 28. РАДИОАКТИВНОСТЬ ПОЧВ И ЛЕСОВ БЕЛАРУСИ

### 28.1. Терминология и естественная радиоактивность

Радиоактивность почв обуславливается содержанием в них радиоактивных элементов и радиоактивных изотопов. По радиоактивности применяются следующие термины и определения:

*беккерель* – единица (в системе СИ) активности радиоактивных изотопов, обозначается Бк; 1 Бк соответствует одному распаду в секунду;

*бэр* – внесистемная единица эквивалентной дозы излучения, 1 бэр = 0,01 Дж/кг;

*кюри* (Ки) – внесистемная единица активности радиоактивных изотопов; 1 Ки – активность изотопа, в котором в 1 с происходит  $3,7 \cdot 10^{10}$  актов распада;

*период полураспада* радионуклида ( $T_{1/2}$ ) – промежуток времени, за который число радиоактивных атомов уменьшается вдвое;

*плутоний* (Pu) – радиоактивный химический элемент, имеет 15 изотопов с атомными массами 232–246; наиболее часто встречаются <sup>239</sup>Pu с  $T_{1/2}$  24 400 лет, <sup>238</sup>Pu с  $T_{1/2}$  87,7 года;

*радиационный фон* – ионизирующее излучение, обусловленное совместным действием природных (естественных) и техногенных радиационных факторов;

*радиоактивное загрязнение биосферы* – попадание радионуклидов в живые организмы и среду их обитания (атмосферу, гидросферу, почвы), происходящее в результате ядерных взрывов, удаления в окружающую среду радиоактивных отходов, разработки радиоактивных руд, при авариях на атомных предприятиях и т. д.;

*рентген (Р)* – внесистемная единица экспозиционной дозы рентгеновского и гамма-излучения; дозе в 1 Р соответствует  $2,083 \cdot 10^9$  пар ионов в  $1 \text{ см}^3$  воздуха;

*стронций (Sr)* – химический элемент с атомной массой 87,62; искусственный радиоактивный изотоп ( $^{90}\text{Sr}$ ) с  $T_{1/2}$  27,9 года образуется при делении урана в ядерных реакторах и при взрыве атомных бомб; стронций способен накапливаться в организме человека, замещая кальций, что ведет к повышению хрупкости костей;

*торий (Th)* – радиоактивный химический элемент с атомной массой 232; изотоп  $^{232}\text{Th}$  имеет  $T_{1/2}$   $1,389 \cdot 10^{10}$  лет;

*уран (U)* – радиоактивный химический элемент, наиболее часто встречается его изотоп  $^{238}\text{U}$  с  $T_{1/2}$   $4,51 \cdot 10^9$  лет, в малых количествах –  $^{235}\text{U}$  с  $T_{1/2}$   $7,13 \cdot 10^8$  лет и очень редко –  $^{234}\text{U}$  с  $T_{1/2}$   $2,48 \cdot 10^5$  лет;

*цезий (Cs)* – химический элемент с атомной массой 132,9; встречаются его изотопы с массовым числом от 123 до 142; наиболее устойчивым из них является  $^{137}\text{Cs}$  с  $T_{1/2}$  30,1 года – один из главных компонентов радиоактивного загрязнения биосферы.

Различают естественную и искусственную радиоактивность. Естественный радиационный фон – это излучение, создаваемое рассеянными в природе радионуклидами, содержащимися в земной коре, приземном воздухе, почве, воде, растениях, продуктах питания, организмах животных и человека. Доля участия рассеянных радионуклидов в формировании естественного радиационного фона составляет 84%, а 16% его уровня создается за счет космического излучения. Естественный радиационный фон колеблется в широких пределах в различных регионах Земли.

На территории Беларуси естественный радиационный фон определяют в основном три природных радионуклида:  $^{40}\text{K}$ ,  $^{232}\text{Th}$  и  $^{238}\text{U}$ . Концентрация двух последних в почвах составляет  $n \cdot 10^{-4}\%$ , а изотопа  $^{40}\text{K}$  – 0,0119% от общего запаса калия, содержание которого в земной коре определяется в 2,5%. Исследованиями в 1983 г. на территории Беларуси установлены колебания гамма-фона в зависимости от почвообразующих пород в пределах от 2 до 12 мкР/ч. Пески Полесья имели

низкие значения фона, а глины и суглинки Витебщины – более высокие. С учетом радионуклидов, поступающих на территорию Беларуси в результате испытания ядерного оружия в середине XX в., в среднем радиационная обстановка принимается следующей: мощность экспозиционной дозы – 15 мкР/ч, плотность загрязнения почв  $^{137}\text{Cs}$  – 0,1 Ки/км<sup>2</sup>,  $^{90}\text{Sr}$  – 0,04 Ки/км<sup>2</sup>,  $^{238,239,240}\text{Pu}$  – 0,0015 Ки/км<sup>2</sup>.

## **28.2. Искусственная радиоактивность почв и лесной продукции после аварии на ЧАЭС**

После аварии в 4-м блоке Чернобыльской АЭС, происшедшей 26 апреля 1986 г., радиоактивному загрязнению подверглась почти вся территория Беларуси, за исключением северных районов Витебской области, а также 17 областей России и 14 Украины. После аварии радиационный фон на указанной территории стал определяться искусственной радиоактивностью. Чернобыльские выпадения радионуклидов достигли территорий Австрии, Германии, Италии, Норвегии, Польши, Швеции и других европейских государств.

При взрыве атомного реактора радиоактивные выбросы поступали в атмосферу в виде аэрозолей в мелкодисперсном состоянии. Размер частиц исчислялся микронами. Аэрозоли могут разноситься потоками воздуха на большие расстояния. В момент аварии преобладали южные и юго-западные ветры, поэтому почти 70% выбросов пришлось на территорию Беларуси. Более 46 тыс. км<sup>2</sup> площадей различного назначения оказались под долговременным радиоактивным загрязнением с населением 2,1 млн. человек (около 20% всего населения). Крупномасштабному радиоактивному загрязнению был подвергнут каждый четвертый гектар лесного фонда республики, а это около 2 млн. га, из которых более 200 тыс. га полностью выведены из хозяйственного оборота из-за высокой плотности загрязнения.

В составе выбросов аварийного реактора насчитывалось свыше 20 различных радионуклидов, из которых 13 относятся к короткоживущим, т. е. имеющим период полураспада меньше 1 года (например,  $T_{1/2}$  у теллура-132 равен 3,25 дня, йода-131 – 8,5 дня, церия-141 – 32,5 дня). В июне – июле 1986 г. радиационный фон в пределах 30-километровой зоны был выше 3000 мкР/ч. Однако были выявлены пятна повышенного загрязнения еще севернее. В Ветковском районе уровень ионизирующих излучений достигал 1200 мкР/ч, в сосняках Чечерского

района (д. Бартоломеевка) – 2000 мкР/ч, в Чериковском районе (д. Ушаки) – 2500 мкР/ч. Повышенный радиационный фон отмечался также в Минской, Брестской и Гродненской областях. Только на территории Витебской области радиационный фон соответствовал доаварийным значениям.

При перемещении в горизонтальном направлении радиационное облако встречало на своем пути лесные массивы, которые способствовали осаждению радиоактивных аэрозолей. Наибольшим задерживающим эффектом характеризовались лесные массивы, расположенные на повышенных элементах рельефа (водоразделах). В таких местах произрастают преимущественно сосновые леса, которые оказались наиболее загрязненными радионуклидами. Лиственные же леса обычно произрастают в понижениях рельефа и их задерживающий эффект проявился в меньшей степени. К тому же в момент аварии лиственные леса были в безлистном состоянии, т. е. имели меньшую суммарную поверхность надземной части. Поэтому величина экспозиционной дозы излучения в лиственных лесах была в 2–2,5 раза ниже, чем в сосновых. В результате задерживающего эффекта проявилось огромное защитное значение леса, так как сельскохозяйственные угодья оказались загрязненными радионуклидами в значительно меньшей степени (в 3–5 раз).

Повторными обследованиями было установлено повсеместное снижение экспозиционной дозы излучения к весне 1987 г. на 40–50% и плавное снижение вплоть до 1990 г., что связано с распадом короткоживущих изотопов.

Радиационная загрязненность территории Беларуси определяется в основном цезием-137, стронцием-90 и плутонием-238, -239, -240. В соответствии со статьей 4 Закона Республики Беларусь «О правовом режиме территорий, подвергшихся радиоактивному загрязнению в результате катастрофы на Чернобыльской АЭС» загрязненной территорией считается, если запас  $^{137}\text{Cs}$  в почве составляет свыше 1,0 Ки/км<sup>2</sup>, либо  $^{90}\text{Sr}$  свыше 0,15 Ки/км<sup>2</sup>, или  $^{238,239,240}\text{Pu}$  свыше 0,01 Ки/км<sup>2</sup>.

Повсеместно распространенным является цезий-137. Стронций-90 в большом количестве обнаружен в 10-километровой зоне. По мере удаления от аварийного реактора количество стронция-90 по сравнению с цезием-137 резко убывает до соотношения 1 : 10 (на расстоянии 250 км), а плутония – 1 : 1000. Поэтому основным индикатором радиоактивного загрязнения почв и растений является цезий-137,

отсутствие которого в среде свидетельствует о незагрязненности территории радиоактивными выбросами.

После аварии переносимые ветром радионуклиды оседали на пахотных угодьях прямо на почву, в естественных фитоценозах (луга и леса) – на растительность и почву. К 1994 г. значительная часть радионуклидов попала на лесную подстилку и в почву. Наибольшая концентрация радионуклидов отмечается в слое почвы 0–5 см, залегающем непосредственно под подстилкой. Средняя скорость передвижения радионуклидов в почве – 1 см/год, так как они прочно поглощаются почвенным комплексом, особенно гумусом и глинистыми минералами. Скорость вертикальной миграции радионуклидов зависит от условий увлажнения: наименьшая – в автоморфных почвах и наибольшая – в гидроморфных. Скорость вертикальной миграции зависит от вида радионуклида. В отличие от цезия-137 основная часть стронция-90 в системе «твердая – жидкая фаза почв» находится в обменной форме, т. е. в миграционно-подвижном состоянии. Вследствие этого стронций-90, мигрируя с током влаги, более равномерно распределяется по почвенному профилю и проникает на более значительную глубину по сравнению с цезием-137. В экологическом ряду сосняков наименьшая вертикальная миграция радионуклидов наблюдается в сосняках лишайниковых, почвы которых характеризуются пониженной кислотностью. С увеличением влажности возрастает кислотность почв сосняков, что способствует вертикальной миграции радионуклидов.

Растительность ускоряет миграцию радионуклидов в почвах. Растения через корневые системы поглощают из подстилки и верхнего слоя почвы элементы питания, в том числе радионуклиды, которые с ксилемными и флоэмными токами распространяются по всему растению. Поэтому нижняя часть корневой системы, не соприкасающаяся с радиоактивной почвой, оказывается радиоактивной. Растения таким образом способствуют перераспределению радионуклидов в почвенной толще и уменьшению их концентрации в поверхностных слоях.

Между накоплением радионуклидов в растениях и плотностью загрязнения почв радиоактивными выбросами существует прямая зависимость. Чем выше удельная радиоактивность почвы, тем выше удельная радиоактивность растений. В лесных сообществах наибольшими аккумуляторами радионуклидов являются грибы, лишайники и мхи. Концентрация в них радионуклидов на единицу сухой массы превосходит таковую в почве на 1–2 порядка. Живой напочвенный покров,

состоящий из сосудистых растений, занимает второе место по аккумуляции радионуклидов.

Древесные породы аккумулируют в ассимилирующих органах значительно меньшие количества радионуклидов, чем растения нижних ярусов. По коэффициентам накопления они располагаются в следующем убывающем порядке: береза повислая, осина, дуб черешчатый, ольха черная, сосна обыкновенная. Важнейшим фактором, определяющим величину накопления цезия-137, является увлажненность экотопа: от автоморфных почв к гидроморфным наблюдается увеличение накопления радионуклидов древесными породами. Наиболее чувствительна к ионизирующему излучению сосна обыкновенная. В 1986 г. при высоких уровнях радиационного фона наблюдалось массовое пожелтение и опадение хвои, усыхание деревьев.

Радиоактивное загрязнение отрицательно отражается на качестве побочной продукции леса. По накопительной способности цезия-137 грибы значительно превосходят все другие компоненты леса. Удельная активность грибов по цезию-137 не только выше его концентрации в рядом произрастающих растениях, но и в субстрате, на котором они произрастают. По удельной активности грибы в 20 раз и более превосходят максимально загрязненный слой почвы. Интенсивность поглощения изотопов цезия из почвы грибами гораздо выше, чем у сосудистых растений.

По накопительной способности съедобные грибы разделяются на четыре группы: 1) слабонакапливающие – дождевик жемчужный, гриб-зонтик пестрый, опенок осенний; 2) средненакапливающие – подберезовик, рядовка серая, лисичка настоящая, белый гриб; 3) сильнонакапливающие – сыроежки всех видов, груздь черный, волнушка розовая, зеленка; 4) аккумуляторы радиоцезия – масленок поздний, свинушка тонкая, польский гриб.

По экологическому ряду накопительная способность грибов возрастает от автоморфных почв к гидроморфным. С увеличением плотности загрязнения почвы радионуклидами повышается удельная активность грибов. В шляпках грибов накапливается радиоцезия в 2 раза больше, чем в ножках.

Стронций-90 накапливается грибами значительно в меньших количествах. По сравнению с цезием-137 радиостронция содержится в грибах в 90–400 раз меньше.

Исследования Института леса НАН Беларуси в течение 1990–1998 гг. показали, что с повышением плотности загрязнения почвы радиоцезием увеличивается удельная радиоактивность ягод. Так, концентрация цезия-137 в ягодах черники с плотностью загрязнения почвы 1095–1665 кБк/м<sup>2</sup> колебалась за период наблюдений от 5400 до 7963 Бк/кг, в то время как на почвах с плотностью загрязнения до 18 кБк/м<sup>2</sup> – всего лишь от 32 до 99 Бк/кг. Такая же закономерность наблюдалась и в отношении земляники и малины. Однако при одной и той же плотности загрязнения почвы цезием-137 уровень накопления его в чернике выше в 2 раза, чем в землянике, и в 5 раз выше, чем в малине. Установлено также увеличение уровня накопления цезия-137 в ягодах в зависимости от условий увлажнения при продвижении от автоморфных почв к гидроморфным.

Стронций-90 более интенсивно накапливается в ягодах земляники. Второе место по данному показателю занимает малина и потом черника. При этом по абсолютной величине коэффициент перехода цезия-137 в чернику в 5 раз выше, чем стронция-90, а для земляники и малины, наоборот, ниже соответственно в 6 и 10 раз.

В березовый сок цезий-137 поступает в незначительных количествах, и строгой зависимости его содержания в данной продукции от уровня загрязнения почвы не проявляется. Установленная максимальная концентрация (от 310 до 481 Бк/л) радиоцезия в березовом соке наблюдалась при плотности загрязнения почвы 1665 кБк/м<sup>2</sup> (45,0 Ки/км<sup>2</sup>).

Стронций-90 поступает в березовый сок более интенсивно. Даже при низкой загрязненности почв радиостронцием (10–20 кБк/м<sup>2</sup>) его содержание в березовом соке достигает 20 Бк/л, что значительно выше допустимых уровней для любых пищевых продуктов. Коэффициент перехода <sup>90</sup>Sr на полугидроморфных почвах в 10–15 раз, а на автоморфных в 40 раз выше, чем <sup>137</sup>Cs.

### 28.3. Загрязненность лесов радионуклидами

Наибольшая загрязненность радионуклидами наблюдается в 30-километровой зоне, из которой была проведена эвакуация населения. С целью предотвращения выноса радионуклидов за пределы указанной территории, изучения состояния природно-растительных комплексов, проведения радиобиологических исследований и ведения радиационного мониторинга Постановлением СМ БССР №59-5 от 25.02.1988 г.

в 30-километровой зоне аварии на ЧАЭС был организован Полесский государственный радиационно-экологический заповедник (ПГРЭЗ) площадью 215,5 тыс. га, из которой покрыто лесом 82,2 тыс. га (38,1%). ПГРЭЗ расположен на юге Гомельской области на территории Комаринского, Брагинского, Хойникского и Наровлянского районов.

За пределами 30-километровой зоны наблюдается более низкое и пятнистое загрязнение радионуклидами. В Белорусском Полесье, наряду с бедными песчаными почвами, наличие значительных площадей с избыточным увлажнением способствует специфическим почвообразовательным процессам: накоплению торфа, высокой кислотности, образованию легкоподвижных органических соединений. Высокая насыщенность влагой гидроморфных и полугидроморфных почв оказывает прямое влияние на ускорение процессов конвективного и диффузионного переноса радионуклидов, а высокое содержание в них растворимых органических веществ усиливает миграционную подвижность большинства радионуклидов, в том числе  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{90}\text{Sr}$ , образуя с ними подвижные органоминеральные соединения, легкодоступные для корневых систем.

Следовательно, специфика почвенного покрова Белорусского Полесья способствует формированию более напряженного радиационного режима в лесных экосистемах, вызывает необходимость отнесения этой территории к отдельной категории лесных земель – с наиболее высоким уровнем накопления радионуклидов в лесной продукции и требует более строгого радиационного контроля.

Радиоактивное загрязнение территории Беларуси – это не кратковременное явление. Нескольким поколениям белорусов на протяжении многих десятилетий придется жить в условиях повышенной атомной радиации и постоянно её остерегаться.

## Глава 29. ЭРОЗИЯ И ОХРАНА ПОЧВ

### 29.1. Эрозия почв

*Эрозия* (от лат. *erosio* – разъедание) – процесс разрушения почв под воздействием воды и ветра. Он включает вынос, перенос и переотложение почвенной массы. До появления человека в древние геологические периоды интенсивность эрозионных процессов была низкой.

Но все же под ее воздействием происходило нивелирование рельефа, формирование склонов и аккумулятивных равнин. Такого рода эрозию называют *геологической* или *нормальной*. На площадях с хорошо развитым растительным покровом, особенно лесным, эрозии почти не наблюдается. По расчетам американского исследователя Беннета, даже при таких больших уклонах, как  $0,1-0,12^\circ$ , под травянистой растительностью на смыв 1 см почвы требуется от 1000 до 10 000 лет, а под лесом – от 1600 до 30 000 лет. Такая весьма медленная эрозия, идущая под естественным ненарушенным растительным покровом, имеет повсеместное распространение при наличии благоприятствующего стоку рельефа. Она способствует очень медленному, постепенному омоложению почвенного покрова.

Современную эрозию, связанную с земледелием и другой хозяйственной деятельностью, называют *ускоренной*. Интенсивность размытия пахотных почв и почв, лишенных защиты растительностью, на несколько порядков выше, чем целинных в аналогичных геоморфологических условиях. Эрозия наблюдается во всех частях света. Результатом ускоренной эрозии является увеличение твердого стока с суши в океан более чем в 50 раз. Разрушение почв под действием воды называют *водной эрозией*, а под действием ветра – *ветровой эрозией*, или *дефляцией*. Водную эрозию подразделяют на *плоскостную*, или *поверхностную*, и *линейную*, или *овражную*.

*Плоскостная эрозия* – смыв верхнего горизонта почвы под влиянием стекающих по склону дождевых или талых вод. Развитие водной эрозии зависит от ряда факторов. Все условия, способствующие формированию большого стока (быстрое прогревание, плохая водопроницаемость и др.), стимулируют проявление эрозии. На интенсивность эрозии влияет и характер рельефа: форма, крутизна и длина склонов, величина и форма водосборов. Эрозия усиливается на выпуклых, крутых и длинных склонах. Поэтому эрозионные процессы в большей степени проявляются в пределах Белорусской гряды, чем на территории Полесья. Интенсивность проявления водной эрозии зависит от гранулометрического состава почв и их оструктуренности. На легких по гранулометрическому составу и оструктуренных почвах поверхностный сток переводится во внутрисочвенный, что значительно снижает поверхностную эрозию.

Проявление поверхностной эрозии связано с разрушающей ударной силой дождевых капель и воздействием поверхностного стока



дождевых и талых вод. Капли дождя при падении разрушают почвенные структурные агрегаты. Образующиеся при этом мелкие частицы более податливы смыву, происходит заиливание поверхностных пор, что снижает водопроницаемость и усиливает поверхностный сток.

Проявлению водной эрозии способствует отсутствие растительного покрова на пахотных почвах весной при таянии снега и в период осенних дождей. К тому же в пахотных почвах благодаря воздействию сельскохозяйственных машин разрушается структура, уплотняется поверхность почвы, уменьшается количество органического вещества.

Водная эрозия изменяет физические свойства почв (ухудшается структура, водопроницаемость, уплотняется пахотный слой и др.), приводит к сокращению и уничтожению гумусового горизонта. В результате заметно уменьшаются запасы гумуса, азота, фосфора, калия и других питательных элементов. Почва теряет свое плодородие, и формируются так называемые эродированные почвы.

Размыв почвы в глубину более мощным потоком воды, стекающим по склону, называется *линейной эрозией*. При развитии линейной эрозии вначале образуются глубокие струйчатые размывы до 20–35 см, превращающиеся в промоины глубиной до 1,5 м с последующим образованием оврагов. Линейная эрозия приводит к полному уничтожению почвы.

Эрозия нарушает дорожную сеть, вызывает обмеление рек. Продукты эрозии – твердый сток – заносит осушительные и оросительные сооружения, ценные сельскохозяйственные угодья (сады, огороды, луга), жилища.

Активное развитие эрозионных процессов стало проявляться с момента воздействия человека на растительный и почвенный покров в связи с возделыванием сельскохозяйственных культур, эксплуатацией лесов, пастбищем скота и т. п.

Защита почв от эрозии складывается из профилактических мероприятий по предупреждению ее развития и конкретных мер по устранению эрозии там, где она уже развита. Поскольку поверхностный сток формируется с водораздела, то противоэрозионные мероприятия должны охватывать всю территорию от водораздельных ее частей до нижних участков склонов. Различают следующие группы эрозионных мероприятий: организационно-хозяйственные, агротехнические, лесомелиоративные и гидротехнические.

*Организационно-хозяйственные мероприятия* предусматривают обоснование и составление плана противоэрозионных мероприятий и обеспечение его выполнения. Это прежде всего правильная организация территории, т. е. размещение различных угодий с учетом условий проявления и развития эрозии. Так, например, на крутых склонах следует оставлять лесные насаждения, как наиболее хорошо защищающие почву от эрозии, или можно отводить такие площади под луга. Наоборот, пологие склоны и горизонтальные участки желательно использовать под пашню.

*Агротехнические мероприятия* складываются из использования почвозащитных свойств самих растений (выращивание многолетних трав, полосное размещение культур, занятые пары, перекрестный посев и др.), приемов противоэрозионной обработки почв (обработка поперек склона, вспашка с почвоуглублением, щелевание и кротование почв, заравнивание промоин и т. д.), специальных приемов снегозадержания и регулирования снеготаяния (посев кулис из высокостебельных растений, применение щитов, полосная укатка и зачернение снега), агрохимических средств повышения плодородия эродированных почв (применение органических и минеральных удобрений, искусственных структурообразователей).

*Лесомелиоративные мероприятия* включают создание лесных защитных насаждений различного назначения: ветрозащитные лесные полосы, создаваемые по границам полей севооборотов; полевые защитные лесные полосы, закладываемые поперек склонов для задержания поверхностного стока; приовражные лесные полосы, насаждения по откосам и днищам оврагов; водозащитные насаждения вокруг водоемов, по берегам рек, озер, каналов для их защиты от заиливания и разрушения берегов; сплошное или куртинное облесение эрозионно опасных земель, непригодных для сельскохозяйственного использования (пески, очень крутые склоны и т. п.).

*Гидротехнические мероприятия* применяются в тех случаях, когда другие приемы не в состоянии предотвратить эрозию. К ним относятся гидротехнические сооружения, обеспечивающие задержание или регулирование склонового стока: террасирование склонов, различные вершинные сооружения (лотки, водосбросы), останавливающие дальнейший рост вершины оврага, донные сооружения по днищам оврагов и ложбин и др.

Система почвозащитных мероприятий должна осуществляться с учетом зональных особенностей земледелия и природных условий

проявления эрозии. Конкретные приемы почвозащитных мероприятий, помимо учета зональных условий увлажнения, должны применяться также в зависимости от вида и степени проявления эрозии.

Особого подхода требуют осушенные торфяно-болотные почвы, которых в Беларуси насчитывается свыше 800 тыс. га. Для предотвращения развития эрозии на торфяно-болотных почвах необходимо обеспечить оптимальную влажность верхних слоев почвы, для чего в осушительной системе необходимо предусматривать двухстороннее регулирование водного режима, обуславливающее постоянную капиллярную связь между верхними и нижними слоями почвы. Необходимо применять также агротехнические мероприятия, которые способствуют уменьшению степени проявления ветровой эрозии.

Наряду с ветровой эрозией на торфяно-болотных осушенных почвах проявляется так называемая биологическая эрозия, т. е. механическая усадка и минерализация торфа (в среднем скорость сработки торфа составляет 1–3 см в год, или 15–45 т/га).

Резко сокращает развитие эрозии на осушенных торфяно-болотных почвах изменение структуры посевных площадей, особенно на маломощных (до 1 м), путем резкого уменьшения пропашных и увеличения многолетних трав.

В борьбе с эрозией торфяно-болотных почв большая роль отводится лесомелиоративным мероприятиям. При этом лесные полосы целесообразно размещать вдоль осушительных каналов перпендикулярно преобладающим ветрам.

## 29.2. Охрана почв

Возрастающее антропогенное воздействие на окружающую среду, в том числе и на почву, вызывает необходимость разработки и проведения мероприятий, снижающих или исключающих негативные последствия. В этом плане большое значение отводится охране почв.

Основные потери продуктивных земель и их плодородия связаны с эрозией, вторичным засолением орошаемых почв, затоплением и подтоплением при создании водохранилищ, нарушениями растительности и почв в связи с разработкой ископаемых, отчуждением земель под строительство населенных пунктов, промышленных предприятий, дорог и т. п., а также в связи с загрязнением различными вредными веществами.

Эрозия наносит большой урон почвенному покрову. Предупреждение развития эрозионных процессов, изучение причин, их вызывающих, и конкретные меры по борьбе с эрозией составляют важнейшее звено охраны почв.

Строительство и расширение городов и населенных пунктов, промышленных предприятий, дорог и т. п. неизбежно связано с отчуждением земель на несельскохозяйственные нужды. Масштабы такого отчуждения весьма велики. Возможные пути сокращения потерь почвенного покрова состоят в более строгом и научно обоснованном изъятии земель для несельскохозяйственных целей.

При промышленной деятельности происходит разрушение почвенного покрова, которое в наибольшей степени выражено при добыче полезных ископаемых открытым способом.

Твердые отходы производства многих предприятий и электростанций нарушают и бесполезно занимают большие территории. Так, в процессе эксплуатации Старобинского месторождения калийной соли с каждым годом на поверхности увеличиваются отходы обогатительных фабрик. В настоящее время под солеотвалами и шламохранилищами высотой до 50 м занято свыше 0,5 тыс. га плодородных сельскохозяйственных земель.

Нарушение качества почвенного покрова происходит в результате поступления на поверхность почв загрязнителей окружающей среды. Среди них наиболее опасными считают ртуть, свинец, кадмий, мышьяк, селен, фтор. Загрязнение почв тяжелыми металлами имеет разные источники, но преимущественное загрязнение ими происходит при сжигании ископаемого топлива: угля, нефти, горючих сланцев. К настоящему времени добыто и использовано более 130 млрд. т угля и 40 млрд. т нефти. Следовательно, с золой поступили на поверхность почв миллионы тонн металлов, значительная часть которых аккумулирована в верхних горизонтах.

Главный источник загрязнения почв свинцом – выхлопные газы автомобилей. Ежегодно с ними поступает более 250 тыс. т свинца. Поэтому большое значение придается придорожным лесным полосам, препятствующим загрязнению свинцом прилегающих к автодорогам сельскохозяйственных угодий.

Тяжелые металлы поступают в почву также с удобрениями и пестицидами. Большинство соединений тяжелых металлов аккумулируются в подстилке и гумусовом горизонте. Металлы вовлекаются

в биологический круговорот, передаются по цепям питания и вызывают целый ряд заболеваний у животных и человека, при высоких концентрациях губительно влияют на растения, понижают биологическую активность почв.

С продуктами неполного сгорания угля и нефти в почву поступают полициклические ароматические углеводороды, среди которых особенно опасен бензопирен ( $C_{20}H_{12}$ ). Он является сильным канцерогеном, т. е. при определенных условиях может вызывать рак. Больше всего бензопирена накапливается в гумусовом горизонте. С почвенной пылью, грунтовыми водами, продуктами питания бензопирен может попадать в организмы животных и человека.

Техногенное поступление в атмосферу соединений хлора и соляной кислоты, оксидов азота и азотной кислоты, а также соединений серы приводит к выпадению *кислотных дождей*. На планете ежегодно в атмосферу поступает до 500 млн. т кислотных компонентов. Кислотные дожди усиливают кислотность почв и природных вод, вызывают выщелачивание питательных элементов, разрушают структуру почв, нарушают газовый режим, подавляют биоту почв и вызывают другие негативные последствия. Техногенное подкисление почв следует учитывать при планировании известкования почв, при расчетах доз удобрений и других мероприятий.

Защита почв от загрязняющих их продуктов техногенеза базируется прежде всего на совершенствовании технологии и принципов организации производства. Создание замкнутых технологических систем, организация производства без отходов приводят к резкому, почти полному сокращению поступления в почву продуктов техногенеза.

Помимо предупредительных мер большое значение имеют меры по ликвидации существующего загрязнения. При атмосферном загрязнении почв тяжелыми металлами и другими токсичными компонентами, когда они концентрируются в больших количествах в самых верхних сантиметрах почвы, возможно удаление этого слоя и захоронение его. Эффективным способом закрепления тяжелых металлов в почве является внесение извести и органических удобрений, которые адсорбируют тяжелые металлы и токсины. Сочетание предохранительных мер и мер по ликвидации загрязнения почв тяжелыми металлами позволит защитить почвы от загрязнения, а растения от токсического их действия.

Ведение интенсивного сельского хозяйства невозможно без применения удобрений для поддержания и увеличения плодородия почв. Однако при избыточном количестве вносимых в почву минеральных удобрений возникает опасность ухудшения качества продуктов питания и загрязнения сопряженных с почвой атмосферы и природных вод. Поэтому наряду с минеральными расширяются масштабы использования органических удобрений. Кроме того, химизация земледелия подразумевает грамотное и рациональное использование удобрений. Постоянно ведутся поиски новых форм удобрений, уточняются оптимальные дозы и сроки их внесения.

*Пестициды* (от лат. *pestis* – зараза; и *caedo* – убиваю) – химические препараты, используемые в сельском и лесном хозяйстве для борьбы с биологическими объектами, повреждающими и угнетающими культурные растения. Пестициды для борьбы с сорной травянистой растительностью называются гербицидами (от лат. *herba* – трава), с нежелательной древесной растительностью – арборицидами (от лат. *arbor* – дерево), с грибными заболеваниями – фунгицидами (от лат. *fungus* – гриб), с насекомыми – инсектицидами (от лат. *insectum* – насекомое), с животными (грызунами) – зооцидами (от греч. *zoon* – животное), с клещами – акарицидами (от греч. *akari* – клещ). Пестициды способствуют значительному сокращению потерь в сельском и лесном хозяйствах и деревообрабатывающей промышленности.

При обработке посевов пестицидами основная их часть накапливается на поверхности почв и растений. Они адсорбируются органическим веществом почв и минеральными коллоидами. Избытки пестицидов могут мигрировать через почвогрунты и попадать в грунтовые воды. Накапливаясь в почве, они могут передаваться по цепям питания и вызывать заболевания животных и людей. Многие биоциды и их метаболиты обнаруживаются там, где их никогда не применяли (например, в Антарктиде). Вместе с поверхностными водами пестициды могут попадать в водоемы и отравлять воду. Одно из основных условий охраны почв от загрязнения пестицидами – создание и применение менее токсичных и менее стойких соединений и уменьшение доз их внесения.

В деле охраны почвенного покрова важное значение придается рекультивации земель. *Рекультивация* – комплекс работ, направленных на восстановление продуктивности и народнохозяйственной ценности

нарушенных земель, а также на улучшение условий окружающей среды. Восстановление нарушенных земель – сложная комплексная задача. Процесс рекультивации делится на два этапа: первый – это техническая, а второй – биологическая рекультивация. На первом этапе выравнивают поверхность, засыпают рвы, рытвины, осуществляют химическую мелиорацию грунта, оставшегося на месте разработок, насыпают плодородный слой почвы. На втором этапе восстанавливают плодородие почвы.

Нередко после выработки торфа, глины и других нерудных ископаемых на месте карьеров устраивают водные бассейны с облесением прилегающей к ним территории.